

Die Struktur der Erdkruste am
Südwest-Rand der Böhmisches Masse,
abgeleitet aus refraktions-seismischen
Messungen der Jahre 1970 und 1978/79

Ulrike Ströbenreuther

1982

Die Struktur der Erdkruste am
Südwest-Rand der Böhmischen Masse, abgeleitet
aus refraktions-seismischen Messungen
der Jahre 1970 und 1978/79

Inaugural-Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades
der Fakultät für Geowissenschaften
der Ludwig-Maximilians-Universität München

vorgelegt von
Ulrike Strößenreuther
Januar 1982



1. Berichterstatter: Prof. Dr. G. Angenheister
 2. Berichterstatter: Prof. Dr. H. Soffel
- Tag der mündlichen Prüfung: 3. 3. 1982

DISSERTATIONS - UND FOTODRUCK FRANK GmbH
8000 München 2, Gabelsbergerstraße 15, Tel. 2809090

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Einleitung	1
2. Beschreibung des Untersuchungsgebietes und der Messungen	5
2.1. Die Lage der Profile	5
2.2. Durchführung der Messungen	8
3. Bearbeitung des Datenmaterials	10
3.1. Übernahme in den Rechner	10
3.2. Standard-Bearbeitung der Daten	12
3.2.1. Zeitbestimmung	13
3.2.2. Demultiplexen	15
3.2.3. Entspiken und Berücksichtigung des Linearanteils	16
3.2.4. Filterung und Datenreduktion	18
3.3. Weitere Bearbeitung des Datenmaterials	19
3.3.1. Verbesserung von einzelnen Spuren	19
3.3.2. Erstellung von Seismogramm-Montagen	21
4. Seismogramm-Montagen	23
5. Gang der Auswertung	36
5.1. Beschreibung der Laufzeitkurven und erste Abschätzungen	36
5.2. Das Verfahren der Modellrechnung	45
6. Erläuterung des Modells 01 zu Profil 01	47
6.1. Auswertung der Einsätze der Longitudinal-Wellen	47
6.1.1. Profil 01-A	48
6.1.2. Profil 01-B	51
6.1.3. Profil 01-D	53
6.1.4. Profil 01-E	55
6.2. Diskussion des gesamten Modells 01 zu Profil 01 für die Einsätze der Longitudinal-Wellen	57
6.3. Auswertung der Einsätze der Transversal-Wellen	61

6.3.1. Erste Abschätzungen über die Geschwindigkeits-Verteilung der Transversal-Wellen	61
6.3.2. Profil 01-A	64
6.3.3. Profil 01-B	68
6.3.4. Profil 01-D und Profil 01-E	70
6.4. Diskussion der Transversal-Wellengeschwindigkeit auf Profil 01	70
7. Erläuterungen des Modells 02 zu Profil 02	73
7.1. Auswertung der Einsätze der Longitudinal-Wellen	73
7.1.1. Der Fächer vom Profil 02-B	73
7.1.2. Profil 02-B	77
7.2. Einsätze der Transversal-Wellen auf Profil 02-B	81
8. Erläuterungen des Modells zu Profil Boubin Süd	82
9. Vergleich der Ergebnisse der ausgewerteten Profile	90
10. Zusammenfassung	96
Literaturverzeichnis	98
Danksagung	103
Lebenslauf	104
Anhang I: Beschreibung des Programmes zur Modellrechnung	106
Anhang II: Sprengzeiten an den Schußpunkten, Koordinaten der Schußpunkte und der Registrierstationen	114
Anhang III: Kurzprotokolle der in den Seismogramm-Montagen verwendeten Spuren (nicht zur Veröffentlichung vorgesehen)	123

1. Einleitung

Ab Ende der fünfziger Jahre wurden im Rahmen der beiden Schwerpunktprogramme "Geophysikalische Erforschung des tieferen Untergrundes in Mitteleuropa" und "Unternehmen Erdmantel" der Deutschen Forschungsgemeinschaft auf einem dichten Profilnetz refraktionsseismische Messungen in Mitteleuropa durchgeführt. Abb. 1.1 (MILLER, 1975) zeigt einen Ausschnitt des Profilnetzes in Süddeutschland. Mit Hilfe dieser Messungen war es nur im beschränkten Maße möglich, Aussagen über den Aufbau der gesamten Erdkruste im Südwesten der Böhmisches Masse und ihrem Übergangsbereich zur Süddeutschen Großscholle zu machen.

Abb. 1.2 (MILLER, 1975) stellt einen aus den gezeigten Profilen gewonnenen Tiefenplan der Mohorovičić-Diskontinuität in Süddeutschland dar. Im NW der Böhmisches Masse, im Fränkischen Bruchschollenland, konnten aus den Profilen Hilders-Böhmischbruck mit Gegenschuß, Böhmischbruck West (MILLER, 1975) und Hilders-Gräfenberg (AICHELE, 1976) detaillierte Modelle über den Aufbau und die Mächtigkeit der Kruste aufgestellt werden. Diese Modelle zeigen nicht nur Variationen in der oberen Kruste längs des Profils, sondern auch unterschiedliche Ausbildung der Krusten-Mantel-Grenze, die bis in eine Tiefe von 35 km reicht.

Mit dem Profil Voggendorf SE (GIESE, 1968) wurde eine Krustenmächtigkeit von 34 km im Bereich des Bayerischen Waldes abgeleitet, die Profile Böhmischbruck SW (PRODEHL, 1965; GIESE, 1968) und Böhmischbruck-Eschenlohe (GIESE, 1963; 1968) ergaben dagegen Krustenmächtigkeiten von 30 bis 31 km unter dem Jura und unter dem Molassebecken. Diese Unterschiede in der Krustendicke deuten auf ein Abtauchen der Mohorovičić-Diskontinuität von der Süddeutschen Großscholle zur Böhmisches Masse hin.

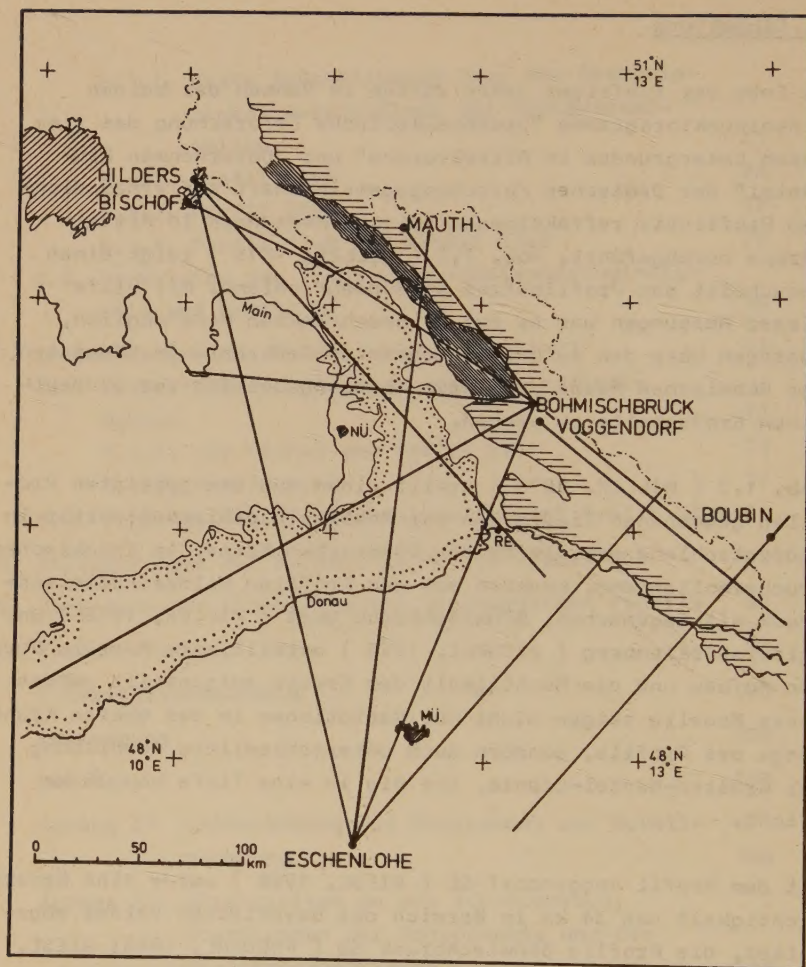


Abb. 1.1: Lageplan der in den Jahren 1958-1972 vermessenen refraktionsseismischen Profile in Süddeutschland (MILLER, 1975). Die Profilnamen setzen sich folgendermaßen zusammen: Name des Schußpunktes und Himmelsrichtung, in die beobachtet wurde; z.B. Profil Boubin SW. Liegt am Ende des Profils wieder ein Schußpunkt, so setzt sich der Profilname aus den beiden Namen der Schußpunkte zusammen: z.B. Profil Böhmischbruck-Eschenlohe.

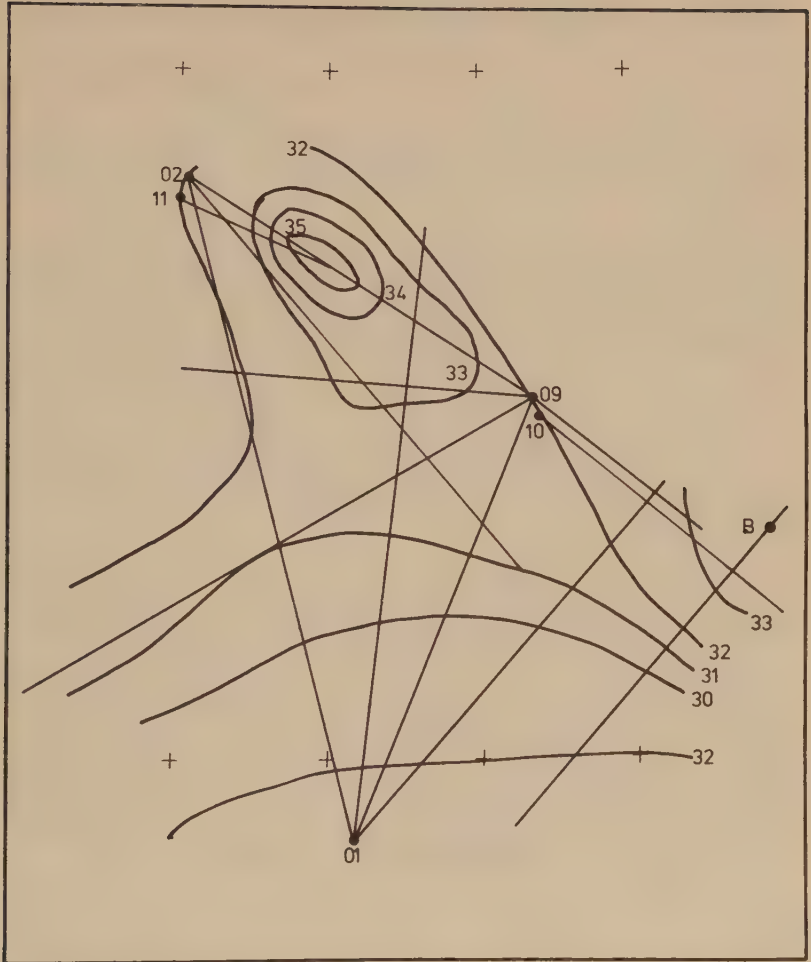


Abb. 1.2: Tiefenlinienplan (in km) der Krusten-Mantel-Grenze in Süddeutschland (MILLER, 1975). Die Lage der Profile ist aus Abb. 1.1 zu entnehmen.

Bezeichnung der Schußpunkte:

01: Eschenlohe, 02: Hilders, 09: Böhmischbruck
10: Voggendorf, B: Boubin, 11: Bischof

Angaben über die Krustenmächtigkeit im Süden der Böhmisches Masse und des angrenzenden Molassetroges konnten aus dem Profil Boubin SW (MILLER, GEBRANDE, 1976) gewonnen werden. Es ergaben sich charakteristische Unterschiede in der Krustenstruktur längs des Profils, wobei die Mächtigkeit der Kruste unter der Böhmisches Masse größer ist als unter dem Molassebecken.

Um ebenso detaillierte Modelle über den südwestlichen Randbereich der Böhmisches Masse und den anschließenden Jura zu bekommen, waren neue Messungen notwendig. In den Jahren 1979 und 1979 wurden aus diesem Grund in enger Zusammenarbeit mit dem Institut für Angewandte Geophysik, Brünn (Geofyzika, n.p. Brno) refraktionsseismische Profile beobachtet, die durch ihre Lage zu den geologischen Einheiten einen Beitrag zur Kenntnis über den Aufbau der Erdkruste in diesem Gebiet liefern könnten.

In der folgenden Arbeit wird zunächst über die umfangreichen Messungen und die rechentechnische Bearbeitung des Datenmaterials bis hin zur Erstellung von Seismogramm-Montagen berichtet. Sodann wird versucht mit Hilfe der Modell-Rechnung der Strahlen-Seismik (GEBRANDE, 1975; ČERVENÝ, MOLOTKOV, PŠENČÍK, 1977) sowohl Aussagen über die Laufzeitkurven der Longitudinal-Wellen als auch der Transversal-Wellen zu erhalten, um ein möglichst detailliertes Modell über den Aufbau der Kruste im Untersuchungsgebiet zu bekommen.

2. Beschreibung des Untersuchungsgebietes und der Messungen

2.1. Die Lage der Profile

Zu den ältesten geologischen Einheiten Mitteleuropas gehört die Böhmisches Masse, die durch großangelegte Störungen, wie die Fränkische Linie, die Pfahlstörung, die Keilbergstörung und den Donaurandbruch von den Sedimenten des westlichen und südlichen Vorlandes abgegrenzt wird. Abb. 2.1 zeigt eine vereinfachte Darstellung der geologischen Einheiten und die Lage der 3 refraktionsseismischen Profile, die in dieser Arbeit ausgewertet wurden.

Das Profil 01, beginnend im nördlichen Böhmerwald an der tschechisch-deutschen Grenze, erstreckt sich südwestwärts zum Fränkisch-Schwäbischen Jura. Entlang dieser Profillinie wurden die Sprengungen der 4 im Raum der Böhmisches Masse liegenden Schußpunkte A, B, D und E beobachtet. Die Durchführung der Sprengungen und die Beobachtungen entlang dieses Profils nach NE übernahmen die Seismiker der Tschechoslowakei. Die Schußpunkte A, B, D und E liegen teilweise im ältesten Teil der Böhmisches Masse, im zentralgelegenen Barrandium, einer Scholle mit nicht metamorphem Proterozoikum und Paläozoikum. Das Meßprofil selber liegt nur auf 2 großtektonischen Einheiten: dem Moldanubikum der Böhmisches Masse und der westlich angrenzenden Süddeutschen Scholle; somit liegen relativ einfache geologische Gegebenheiten vor. Die Sprengungen der gut in direkter Profilverlängerung liegenden Schußpunkte wurden an den gleichen Registrierorten beobachtet. Das Ziel dieser Aufstellung war eine mehrfache Überdeckung auf dem Profil 01. Die Schußpunkte B, D und E waren von Schußpunkt A 20, 60 und 80 km entfernt (vgl. Abb. 2.1). Auf Profil 01 werden folgende Entfernungsbereiche überdeckt (im folgenden wird Profil 01 mit Schußpunkt A Profil 01-A genannt, für die anderen Schußpunkte wird die entsprechende Nomenklatur eingeführt):

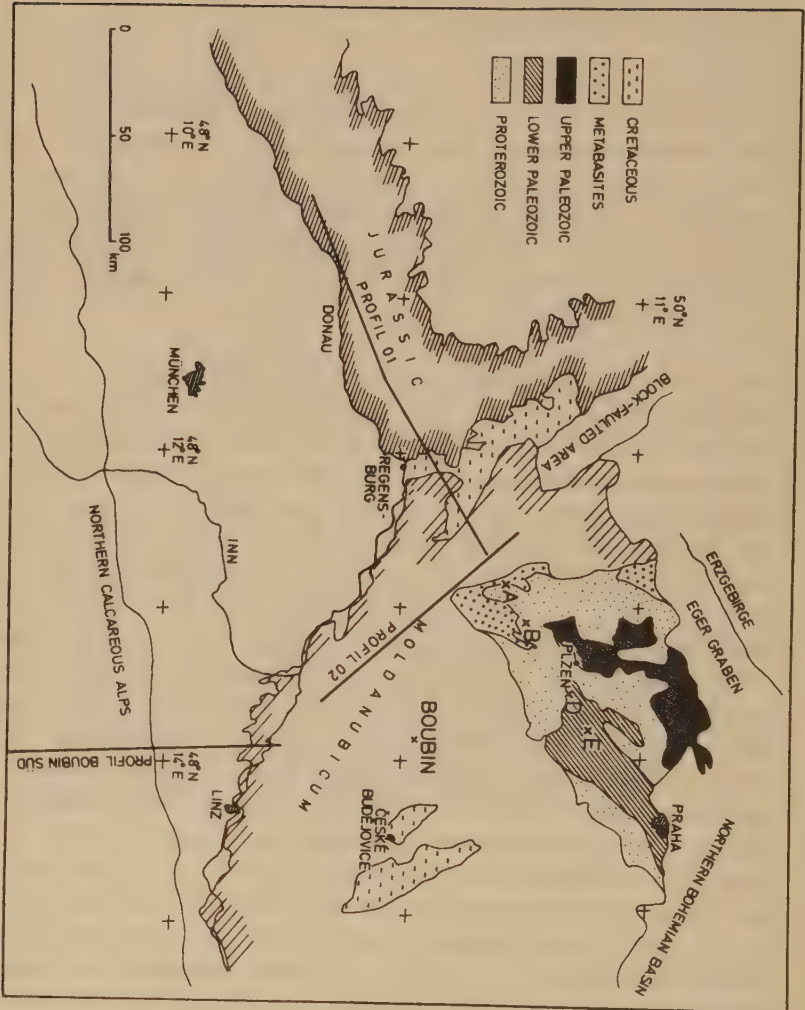


Abb. 2.1: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes mit Schupunkten, refraktionsseismischen Profilen und einer vereinfachten Darstellung der geologischen Formationen

Profil 01-A 30 - 180 km
Profil 01-B 50 - 220 km
Profil 01-D 90 - 250 km
Profil 01-E 110 - 270 km

1979 wurde im Zusammenhang mit dem Projekt FENNOLORA (Fenno-scandian Long-Range Project), unter anderem von Schußpunkt S aus, das Profil 02 vermessen. Die Lage des Schußpunktes S ist nahezu identisch mit der Lage des Schußpunktes B, an dem 1978 gesprengt wurde. Der Abstand der beiden Schußpunkte betrug ca 300 Meter; im folgenden wird dieser Schußpunkt B genannt. Das Profil 02-B liegt vollkommen im Moldanubikum der Böhmisches Masse und weitgehend nördlich des Bayerischen Pfahls; es reicht bis in eine Entfernung von 170 km. Da das Profil 02 eine Verlängerung des FENNOLORA-Profiles sein sollte, liegt es südwestlich des Schußpunktes B, NW-SE streichend (vgl. Abb. 2.1). Dies ermöglichte die zusätzliche Auswertung von 9 der 22 Beobachtungstationen des Profils 02 als 45 km-Fächer; die Abweichung der einzelnen Stationen zu der Entfernung von 45 km betrug bis zu ± 10 km.

Als letztes standen die Daten des Profils Boubin Süd zur Verfügung, das bereits 1970 zusammen mit dem Profil Boubin SW (MILLER, GEBRANDE, 1976) beobachtet wurde. Mit der Hauptgrund für die Verzögerung der Auswertung dieses Profils ist seine Lage über komplizierte geologische Strukturen. Der Schußpunkt Boubin liegt im Kristallin der Böhmisches Masse; das Profil erstreckt sich von dort über das Molassebecken und die Nördlichen Kalkalpen bis zum zentralalpinen Bereich. Das nahezu senkrecht zum Streichen der geologischen Einheiten gelegte Profil läßt komplizierte Laufzeitkurven erwarten, da man hier sicher nicht mit horizontal geschichtetem Untergrund rechnen kann. Der Schußpunkt Boubin liegt 80 km nördlich vom Rand der Böhmisches Masse im Kristallin; das Profil läßt somit Aussagen über die Krustenstruktur und ihre Mächtigkeit am Südrand der Böhmisches Masse zu. Das Profil Boubin Süd deckt einen Ent-

fernungsbereich zwischen 65 und 260 km ab, mit einem mittleren Stationsabstand von 3 km.

2.2. Durchführung der Messungen

Bei der Planung der Messungen wurde der Stationsabstand auf den Profilen 01 und 02 nicht größer als 3 km gewählt, um gut korrelierbare Laufzeitkurven zu bekommen. Diese Stationsdichte konnte auch weitgehend eingehalten werden, da von insgesamt 171 Registrierungen auf beiden Profilen 158 zur Auswertung benutzt werden konnten. An 6 Meßpunkten auf Profil 01-B wurden die Messungen wiederholt, weil dort ein lokales seismisches Ereignis etwa 2 s vor dem richtigen Einsatz dieser Stationen störte und den Einsatz dadurch überdeckte.

Die Registrierungen auf Profil 01 und 02 wurden mit 14 "Mars 66"-Apparaturen (Magnetband-Apparaturen für Refraktions-Seismik) des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Universität München durchgeführt. BERCKHEMER (1970) gibt eine genaue Beschreibung der "Mars 66"-Apparatur. Im folgenden sind nur die wichtigsten Daten aufgeführt: Eine Apparatur setzt sich aus 3 Seismometern, einer Verstärker-Modulator-Einheit und einem Magnetband-Gerät zusammen. Als Seismometer wurden FS-60-Geophone nach Berckhemer und Mark-L4-Geophone, beide Typen mit einer Eigenfrequenz von 2 Hz, verwendet. Die von den elektrodynamischen Seismometern erzeugten der Geschwindigkeit der Bodenbewegung proportionalen Spannungen werden in der Verstärker-Modulator-Einheit (Firma Lennartz) verstärkt und zusammen mit dem Signal eines Zeitzeichenempfängers (meist wurde der Sender in Mainflingen, DCF, nur teilweise der Sender in Neuchâtel, HBG, empfangen) und einer Pilotfrequenz nach dem Frequenz-Multiplex-Verfahren gemischt und analog auf Magnetband (Uher-Report 4000 L) aufgezeichnet.

Zusätzlich kamen auf beiden Profilen bis maximal 4 PCM-Appa-

raturen (Pulse-Code-Modulation) zum Einsatz. Eine genaue Beschreibung der PCM-Apparatur wird von GEBRANDE, MILLER, SCHMEDES (1977) gegeben. Mit diesen Geräten wird nicht mehr analog, sondern digital registriert. Dadurch werden die Daten mit höherem Dynamikumfang und besserer Auflösung aufgezeichnet. Die zusammen mit den PCM-Apparaturen verwendeten Aufnehmer waren Seismometer vom Typ HS-10 mit einer Eigenfrequenz von 1 Hz.

Von den 3 Geophonen einer Station wurden 2 Geophone in Profilrichtung in einem Abstand von 200 - 400 m aufgestellt; sie registrierten die Vertikalkomponente der Bodenbewegung. Da man auch eine Auswertung der Transversal-Wellen anstrebte, registrierte das dritte Geophon die Horizontalkomponente der Bodenbewegung parallel zur Profilrichtung. In einigen wenigen Fällen - hauptsächlich auf Profil 02 - wurden die Seismometer als Dreikomponenten-Station aufgestellt.

Die Durchführung der Sprengungen zu Profil 01 und 02 übernahmen die Kollegen aus der Tschechoslowakei. Die Ladungen betrugen zwischen 400 und 800 kg. Die Sprengungen wurden speziell für seismische Messungen abgetan. Das Institut für Angewandte Geophysik, Brünn (Geofyzika, n.p., Brno) lieferte auch die genauen Abrißdaten und die Koordinaten der Schußpunkte (siehe Anhang II).

Auf dem Profil Boubin Süd unterstützten Angehörige des Instituts für Geophysik der Freien Universität Berlin die Messungen (1970) mit 6 "Mars 66"-Apparaturen. Die 3 Geophone einer Station wurden damals in Profilrichtung in einem Abstand von 200 - 500 m nur als Vertikal-Seismometer aufgestellt. Auf diesem Profil war daher eine Auswertung der Transversal-Wellen nicht möglich.

3. Bearbeitung des Datenmaterials

3.1. Übernahme in den Rechner

Die Übernahme der Daten in rechnerkompatibles Format erfolgte an einem PDP 11/40 Rechner, der vom Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik und vom Institut für Kristallographie der Universität München gemeinsam betrieben wird. Hier muß zwischen beiden Arten der Registrierung unterschieden werden: Die Aufzeichnungen der "Mars 66"-Apparatur liegen analog, die der PCM-Apparatur digital vor. Es folgt zunächst eine kurze Beschreibung der Datenübernahme von der "Mars 66"-Apparatur in den Rechner.

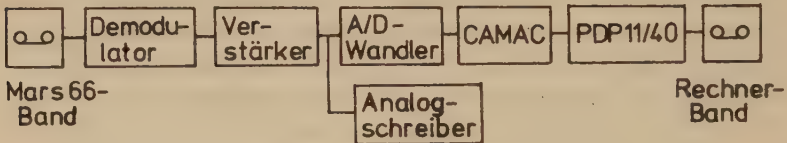


Abb. 3.1: Übernahme der "Mars 66"-Daten in den Rechner

Abbildung 3.1 zeigt schematisch den Ablauf der Datenübernahme. Das Analogband enthält frequenzmoduliert folgende Information: 3 seismische Signale, ein Zeitzeichen und einen Pilotton mit einer quarzstabilisierten Frequenz von 6,4 kHz. Der Pilotton dient bei der Abspielung der Registrierung zur Nachsteuerung der Bandgeschwindigkeit; außerdem erfolgt durch ihn bei der Demodulation der Signale eine Frequenzkompensation direkt an den Signalen. Die für die Digitalisierung notwendige Abtastrate von 400 Hz pro Multiplexzyklus wird durch 16-fache Frequenzteilung des Pilottons gewonnen. Obwohl die seismischen Signale selten höhere Frequenzen als 30 Hz besitzen, benutzt man eine derart hohe Abtastrate, um Aliasingeffekte auf alle Fälle zu vermeiden (LÜDERS, 1980).

Die Analogaufzeichnung wird demoduliert, verstärkt - hier besteht zusätzlich die Möglichkeit der Umpolung einzelner Spuren - und anschließend über einen 12 Bit A/D-Wandler in Binärzahlen codiert. Da der Ausgang des Demodulators bei Vollaussteuerung nur ± 1 V abgibt, der A/D-Wandler aber einen größeren Eingangsspannungsbereich verarbeiten kann (± 10 V) wird das Demodulatorsignal 8-fach verstärkt. Am Ausgang des A/D-Wandlers stehen für ein Datenwort 12 Bit im Offset-Binär-Code zur Verfügung (in Dezimalzahlen Werte zwischen 0 und 4096). Der A/D-Wandler tastet innerhalb eines Zyklus die einzelnen Kanäle der Analogregistrierung um 2.8×10^{-5} s zeitverschoben, also praktisch zeitgleich, ab. Da der Rechner mit 16-Bit-Worten arbeitet, werden 3 Bit für die Kanaladresse - später eine wichtige Kontrolle für das Gelingen der Digitalisierung - verwendet. Sobald der A/D-Wandler mit der Wandlung eines Datenwortes fertig ist, wird ein Übernahmeimpuls erzeugt, der über eine Leitung zum Rechner geführt wird und dort das Einlesen des eben gewandelten Datenwortes anstößt. Dieses Einlesen erfolgt über ein 16-Bit-Parallel-Input-Register (CAMAC-Interface-System, Computer Application for Measurement and Control). Von dort wird das Datenwort an das Memory des Rechners weitergegeben (pers. Mitteilung MILLER, 1981).

Bevor die Digitalisierung und die Übernahme einer Registrierung in den Rechner stattfindet, muß auf das Ausgabeband des Rechners ein Kopfblock geschrieben werden. Dieser Kopfblock, angelegt mit Hilfe des Programmes ADFIL (pers. Mitteilung MILLER, 1979), enthält Informationen über die Registrierung: Geräte-Kennung, Schußzeit, Profil, Entfernung der Station vom Schußpunkt, Komponente, Verstärkung und Abtastrate. An den Kopfblock anschließend werden die Daten einer Registrierung in gemultiplexter Form (d.h. Kanal 1, 2, 3, 4, 1, 2, usw.) in Blöcken zu je 1680 Worten auf das Ausgabeband geschrieben.

Abbildung 3.2 zeigt ein Schemabild von der Übernahme der digi-

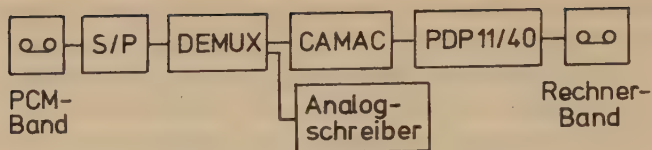


Abb. 3.2: Übernahme der PCM-Daten in des Rechner
(nach GEBRANDE, MILLER, SCHMEDES, 1977)

talten Daten der PCM-Apparatur in den Rechner. Das gemultiplixte serielle Signal wird im Demultiplexer über einen Seriell-Parallel-Umsetzer zum digitalen Ausgang des Demultiplexers geführt. Dort stehen wie am Ausgang des A/D-Wandlers 12 Bit für ein Datenwort, 3 Bit für die Kanaladresse und 1 Bit für den Übernahmeimpuls zur Verfügung. Ab hier erfolgt die Übernahme in den Rechner in gleicher Weise wie die Übernahme der digitalisierten Daten der "Mars 66"-Apparatur ab dem Ausgang des A/D-Wandlers. Die Abtastrate der PCM-Daten wird durch die obere Grenzfrequenz bei der Aufzeichnung der Daten im Gelände bestimmt. Man erhält die Größenordnung der Abtastrate durch Multiplikation dieser Grenzfrequenz (25, 50, 100 Hz) mit dem Faktor 4.

Bei der Datenübernahme in den Rechner wird die Registrierung gleichzeitig analog aufgezeichnet. Der Papierschrieb dient zur Kontrolle und zur Bestimmung des Digitalisierbeginns, falls dieser mangels guten Zeitzeichens nicht später durch ein Rechenprogramm bestimmt werden kann. Die Datenübernahme erfolgte mit den von MILLER (1979) geschriebenen Programmen ADW für die "Mars 66"-Daten und PCM für die PCM-Daten.

3.2. Standard-Bearbeitung der Daten

Die in gemultiplexter Form auf Rechnerband gespeicherten Daten werden mit Hilfe eine Programmpaketes weiterverarbeitet.

Im folgenden sind die einzelnen Schritte und Programme aufgeführt:

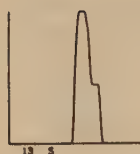
Schritt	Programm-Name
Zeitbestimmung	TIMCON (LÜDERS, 1979; STRÖBENREUTHER, 1980)
Demultiplexen	DEMUX (MILLER, 1979)
Entspiken	ESPIK (STRÖBENREUTHER, 1980)
Filtern	FRE (LÜDERS, 1979/80)

Alle Programme sind unveröffentlicht.

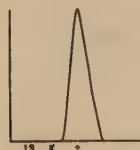
3.2.1. Zeitbestimmung

Das Programm TIMCON übernimmt zwei Aufgaben: Die Bestimmung der wahren Abtastrate und des Digitalisierbeginns. Da die Abtastrate bei beiden Geräten von der Schwingfrequenz eines Quarzes abgeleitet wird und dieser eine Geräte-Konstante darstellt, muß für jede Registrierung der Zn-Faktor (Zeitnormierungs-Faktor) bestimmt werden. Der Zn-Faktor gibt das Verhältnis zwischen der Anzahl der digitalisierten Werte pro Sekunde und dem Soll-Wert der Abtastrate an.

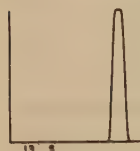
Abb. 3.3 zeigt die Kontrollzeichnung des Programmes am Beispiel einer PCM-Registrierung mit einer Soll-Abtastrate von 100 Hz. Da diese Registrierung bereits in Gelände mit einer oberen Grenzfrequenz von 25 Hz aufgezeichnet wurde, sind die scharfen Ecken des Zeitzeichenimpulses durch diese Filterung im Gelände nicht mehr scharf. Zur Verbesserung des Signal-Stör-Verhältnisses wurden die ersten - in der Regel 10 - im Beispiel aus 100 Punkten bestehenden Intervalle gestapelt (Abb. 3.3 a) und mit einem idealen Zeitzeichen, einem Rechtecksimpuls von 0.1 s, korreliert (Abb. 3.3 b). Das Ergebnis dieser Korrelation ist ein Maximum oder ein Minimum an der vorderen Flanke des Zeitzeichenimpulses, je nach Polung des Zeitzeichens. Da in diesem Beispiel das DCF-Zeitzeichen, das aus langen und kurzen Zeitzeichenimpulsen besteht, ge-



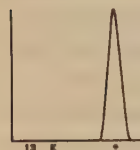
a)



b)



c)



d)

Abb. 3.3: Kontrollzeichnung des Programmes TIMCON, Erläuterungen im Text

stapelt wurde, gibt es in Abb. 3.3 a einen Versatz im gestapelten Zeitzeichenimpuls. Dieser Versatz ist jedoch nicht weiter von Interesse, weil nur die vordere Flanke des gestapelten Zeitzeichenimpulses zur Festlegung des Sekundenanfangs notwendig ist. Die nächsten $n \times 100$ Punkt-Intervalle werden übersprungen und die letzten 10×100 Punkt-Intervalle ebenso gestapelt (Abb. 3.3 c) und korreliert (Abb. 3.3 d). Bei Abb. 3.3 c ist im gestapelten Zeitzeichenimpuls kein Versatz zu erkennen, da hier zufällig 10 kurze Impulse gestapelt wurden. Es ist außerdem möglich, 2 frei wählbare Fenster aus dem gesamten Zeitzeichenbereich zu stapeln, um bei schlechtem Zeitzeichen bzw. vereinzelt Zeitzeichenimpulsen eine bessere Auflösung zu bekommen. Man sieht

in Abb. 3.3 deutlich, daß der Zeitzeichenimpuls bei der Stapelung der letzten 10 Intervalle nach rechts gewandert ist. Diese Verschiebung erklärt sich daraus, daß pro Sekunde mehr als 100 Punkte digitalisiert wurden. Aus der Differenz der beiden vorderen Flanken und der Anzahl der vollständigen 100 Punkt-Intervalle wird der Zn-Faktor berechnet. Die wahre Abtastrate ist somit:

$$\text{wahre Abtastrate} = \text{Soll-Wert der Abtastrate} \times \text{Zn-Faktor}$$

Im folgenden ist die Größenordnung des Zn-Faktors gegeben:

Mars 66 :	1.00009 ± 0.00004
	0.99994 ± 0.00004
PCM :	1.0034 ± 0.0004

Im nächsten Schritt erfolgt aus dem Maximum bzw. Minimum der

Korrelation der ersten gestapelten Intervalle die Berechnung der Sekundenbruchteile des Digitalisierbeginns. In einem weiteren Schritt decodiert das Programm das DCF-Zeitzeichen auf Stunde, Minute und volle Sekunden des Digitalisierbeginns. Ist das nicht codierte HBG-Zeitzeichen registriert worden, so kann nur die volle Sekunde des Einschaltens zusätzlich ermittelt werden. Für die vollständige Zeitangabe ist jedoch ein hinreichend gutes Zeitzeichen notwendig, das mindestens 60 Sekunden lang digitalisiert wurde.

3.2.2. Demultiplexen

Im weiteren Verlauf der Datenaufbereitung demultiplext das Programm DEMUX das gemultiplexte Signal einer Registrierung - 3 Kanäle mit seismischer Information und ein Zeitzeichenkanal -, d.h. es schreibt die Information jedes einzelnen Kanals getrennt auf das Ausgabeband in Blöcken zu je 1600 Worten. Zuerst wird die nicht mehr notwendige Kanaladresse von jedem Datenwort entfernt und anschließend die Zahl 2048 subtrahiert, um positive und negative Zahlenwerte zu bekommen (vgl. Kap. 3.1.). Aus dem Maximum und dem Minimum der Daten des einzelnen Kanals berechnet das Programm einen Amplitudenfaktor und multipliziert mit diesem die Datenworte. Auf diese Weise erhält man eine numerische Anpassung des Dynamikumfangs.

Der Kopfblock, der bei der gemultiplexten Aufzeichnung Angaben über alle Kanäle enthält, wird ebenso getrennt und die zu jedem Kanal gehörige Information vor die seismische Information auf Band geschrieben. Durch die Festlegung einer relativen Zeit, die aus Schußzeit, dem Digitalisierbeginn, der Stationsentfernung und einer frei wählbaren Reduktionsgeschwindigkeit berechnet wird, kann im weiteren auf das Zeitzeichen verzichtet werden.

Die Trennung des gemultiplexten Signals hat für die folgen-

gende Bearbeitung den Vorteil schnellerer Zugriffszeiten auf die gewünschten Daten und geringerer Platzbelegung im Kernspeicher des Rechners.

3.2.3. Entspiken und Berücksichtigung des Linearanteils

Im nächsten Schritt wird das Seismogramm von falschen Daten gesäubert, d.h. von Spikes befreit. Abb. 3.4 zeigt ein Seismogramm vor und nach dem Entspiken. In der Regel findet man nur bei PCM-Daten Spikes, die auf verschiedene Weise bei der Übernahme der Daten in der Rechner entstehen können: Einmal durch einen fehlenden Übernahmeimpuls oder durch mangelhafte Dekodierung im Demultiplexer. Fehlt der Übernahmeimpuls, so erkennt das Programm dies und kennzeichnet es in geeigneter Weise im Memory des Rechners. Der Zahlenwert dieses Spikes ist dann bekannt. Das Programm ESPIK versucht durch verschiedene Algorithmen alle Spikes zu entfernen.

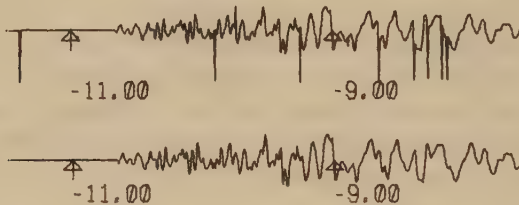


Abb. 3.4: Seismogramm vor und nach dem Entspiken

Zuerst werden die Spikes bekannten Zahlenwertes gesucht und durch lineare Interpolation mit den beiden benachbarten Datenworten berichtigt und ersetzt.

Um die anderen Spikes, die beliebig große, positive und negative Zahlenwerte besitzen können, zu erkennen, wird das Seismogramm in Intervalle k zu je 25 Datenworten zerlegt.

Anschließend bestimmt das Programm aus dem Mittelwert der Differenzen der Datenworte für jedes Intervall k eine Schranke Δ_k . Nun wird überprüft an welcher Stelle des Intervalls k der zu untersuchende Wert Dat_i steht. Befindet er sich unter den ersten 5 Datenworten des Intervalls k und ist die Schranke $\Delta_{k-1} > \Delta_k$, so wird zur Überprüfung der Daten auf Spikes die Schranke Δ_{k-1} benutzt. Sollte sich das zu untersuchende Datenwort unter den letzten 5 Datenworten des Intervalls k befinden und die Schranke $\Delta_{k+1} > \Delta_k$ sein, wird jetzt die Schranke Δ_{k+1} verwendet. Auf diese Weise vermeidet man unter anderem das falsche Erkennen von scharfen Einsätzen als Spikes. Je nachdem welches Untersuchungsintervall betrachtet wird, bekommt man verschieden große Zahlenwerte für die einzelnen Schranken; sie sind also dynamisch den Zahlenwerten entlang des Seismogramms angepaßt. Zur Spike-Erkennung wurde zusätzlich ein Multiplikationsfaktor eingeführt:

$\Delta_k < 100$	ergibt	$\Delta_k = 100$	= Schranke
$100 < \Delta_k < 1000$	ergibt	$\Delta_k \times 2$	= Schranke
$\Delta_k > 1000$	ergibt	$\Delta_k \times 3$	= Schranke

Durch folgende 3 Bedingungen ist an der Stelle Dat_i ein Spike definiert:

$$\begin{aligned} & |\text{Dat}_i - \text{Dat}_{i-1}| > \text{Schranke} \quad \text{und} \\ & |\text{Dat}_{i+1} - \text{Dat}_i| > \text{Schranke} \quad \text{und} \\ & \text{sign}(\text{Dat}_i - \text{Dat}_{i-1}) \neq \text{sign}(\text{Dat}_{i+1} - \text{Dat}_i) \end{aligned}$$

Sind diese Bedingungen erfüllt, wird Dat_i durch lineare Interpolation, die hier vollkommen ausreichend ist, aus seinen beiden Nachbarwerten neu berechnet. Auf diese Weise überprüft das Programm alle Datenworte auf das Vorhandensein von Spikes, berechnet den neuen Wert und bestimmt anschließend das neue Maximum und Minimum des Seismogramms.

Die oben beschriebene Methode versagt jedoch, wenn 2 oder mehrere Spikes hintereinander vorkommen. Diesen nicht sehr häufigen Fall kann man aus dem Vergleich des Maximums und

des Minimums erkennen. Ist das Maximum des Seismogramms 2.5 mal größer als das absolute Minimum oder umgekehrt, so deutet dies auf noch vorhandene Spikes hin. Das Programm sucht die benachbarten Datenworte des Maximums bzw. des Minimums nach zusätzlichen Spikes ab und ersetzt die falschen Werte wieder durch lineare Interpolation. Dieser Algorithmus wird solange wiederholt bis die Größe des Maximums und des Minimums kleiner als um den Faktor 2.5 verschieden ist. Nur in den seltensten Fällen, bei sehr schlechten Aufzeichnungen, sind jetzt noch Spikes vorhanden.

Mit Hilfe des Programmes ESPIK kann man schließlich noch den linearen Trend und die Nullablage der Daten korrigieren. Nach Beendigung dieser Korrekturen werden das endgültige Maximum und Minimum des Seismogramms berechnet und aus ihnen der Amplitudenfaktor neu bestimmt. Da Spikes in der Regel größere Zahlenwerte als die normalen Daten besitzen, ist es notwendig, das Seismogramm dem Dynamikumfang neu anzupassen (vgl. Kap. 3.2.2.).

3.2.4. Filterung und Datenreduktion

Das seismische Signal besitzt selten höhere Frequenzen als 30 Hz; dennoch werden die "Mars 66"-Daten mit einer Abtast-rate von 400 Hz digitalisiert, um Aliasingeffekte zu vermeiden. Ebenso wurde mit den PCM-Daten verfahren, deren Abtast-rate das 4-fache ihrer oberen Grenzfrequenz ist. Es ist also ohne Informations-Verlust möglich, die Datenmenge nach Tiefpass-Filterung zu reduzieren, was eine erhebliche Verkürzung der Rechenzeit bei der Weiterverarbeitung ergibt.

Die Seismogramme, die 400 Werte pro Sekunde besitzen, werden durch das Programm FRE im ersten Schritt mit einem digitalen 90 Hz Tiefpass gefiltert und anschließend nur jedes zweite Datenwort auf das Ausgabe-Band geschrieben. Diese

Daten werden nochmals mit einem Bandpass von 1 - 35 Hz gefiltert und wieder um die Hälfte reduziert. Das Seismogramm hat schließlich eine Nyquistfrequenz von 50 Hz, d.h. nur noch 100 Werte pro Sekunde.

Mit den PCM-Daten wird ebenso verfahren, jedoch fällt der erste oder beide Schritte weg, je nachdem wieviel Werte pro Sekunde bei der Übernahme der Daten in den Rechner aufgezeichnet wurden.

3.3. Weitere Bearbeitung des Datenmaterials

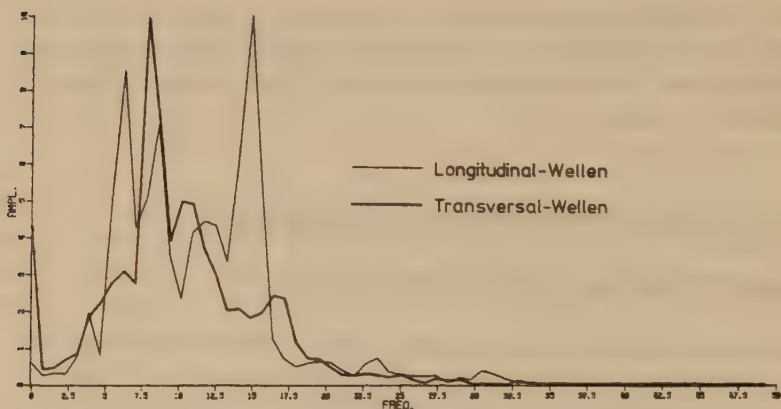
3.3.1. Verbesserung von einzelnen Spuren

Nach der Standard-Bearbeitung wurden alle Seismogramme jeder Station zu allen Schußpunkten gezeichnet. Da 2 oder 3 Geophone die Vertikalkomponente der Bodenbewegung im Gelände registrierten, erfolgte jetzt die Auswahl der besten Spur nach folgenden Kriterien: Möglichst geringe Bodenunruhe und deutlich erkennbare, gut mit den Nachbarstationen korrelierbare Einsätze.

Es besteht die Möglichkeit mit Hilfe des Programmes FRE eine individuelle Bearbeitung einzelner Spuren vorzunehmen, die die oben genannten Bedingungen nicht erfüllen. Bei dieser Einzelbearbeitung kann man mittels Spektren, die auf das Amplitudenquadrat aller Frequenzkomponenten normiert sind, die störenden Frequenzen der Bodenunruhe erkennen und durch speziell darauf abgestimmte Filterung aus dem Seismogramm entfernen (LÜDERS, 1980).

Es hat sich jedoch gezeigt, daß schwer erkennbare Einsätze auch nach einer individuellen Filterung nicht deutlicher hervortreten. Außerdem besteht bei jeder digitalen Filterung die Gefahr der Änderung der Einsatzzeit durch Überschwinger bzw.

Einschwingvorgänge des Filters. Da die Qualität der vorliegenden Seismogramme der Vertikalkomponente sehr gut ist, wurde auf eine weitere Filterung verzichtet.



17

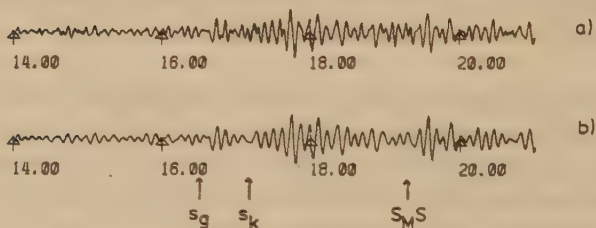


Abb. 3.5: Typisches Amplitudenspektrum der Longitudinal- und Transversal-Wellen von Profil 01-A
a) Seismogramm von Profil 01-A, gefiltert mit einem Bandpass von 1 - 35 Hz
b) Seismogramm von a), gefiltert mit einem Tiefpass von 11 Hz

Die signalgenerierte Unruhe der P-Wellen wirkt sich jedoch sehr störend auf die S-Wellen-Einsätze aus. Aus diesem Grund

wurden in Hinblick auf eine Verbesserung der Einsätze der Horizontalkomponente der Bodenbewegung Amplitudenspektren gezeichnet. Abb. 3.5 zeigt den typischen Frequenzgehalt der P-Wellen und S-Wellen einer Station von Profil 01-A. Nach der Filterung mit einem Tiefpass von 11 Hz zeigt sich eine deutliche Verbesserung der 3 Einsatzgruppen der S-Wellen. Da der Frequenzgehalt für alle Registrierungen der Horizontalkomponente im Untersuchungsgebiet typisch ist, wurde hier wieder auf eine individuelle Filterung verzichtet und alle Spuren einheitlich mit einem Tiefpass von 11 Hz gefiltert.

Die einheitliche Filterung hat auch den Vorteil, daß die Schwingungsbilder der einzelnen Seismogramme durch den gleichen Frequenzgehalt einander ähnlicher sind.

3.3.2. Erstellung von Seismogramm-Montagen

Nach der Aufbereitung des Datenmaterials erfolgte die Zeichnung der endgültigen Seismogramm-Montage mit einer reduzierten Zeit als Ordinate.

$$t_{\text{red}} = t - \frac{x}{v_{\text{red}}}$$

t = Laufzeit in s
 x = Beobachtungsentfernung in km
 v_{red} = Reduktionsgeschwindigkeit in km/s

Die Amplituden der Seismogramme sind in der Montage einzelnormiert dargestellt, d.h. jedes Seismogramm wird über das Maximum und Minimum des zu zeichnenden Ausschnitts auf die gleiche vorgegebene Größe normiert. Auf diese Weise entfällt der störende Einfluß der entfernungsabhängigen Energieabnahme und der gewählten Verstärkung bei der Registrierung. Da die echte Energieverteilung längs des Profils wichtige Informationen liefert, wird zusätzlich die wahre Schwinggeschwindigkeit, bezogen auf die oben bestimmte Maximalamplitude, für jedes Seismogramm berechnet.

In dieser Arbeit wurden nicht nur Messungen entlang von Profilen, sondern auch eine Fächer-Montage ausgewertet. Für diese Montage mußten die einzelnen Stationen auf eine mittlere Fächerentfernung projiziert und laufzeitmäßig korrigiert werden. Als Korrekturgeschwindigkeit wählt man die Scheingeschwindigkeit, die für die registrierte Einsatzgruppe in der Fächerentfernung gilt. Diese Geschwindigkeit kann aus der Profilbeobachtung ermittelt werden. Anschließend wurde die Seismogramm-Montage mit Einzel-Normierung gezeichnet.

4. Seismogramm-Montagen

In den nächsten Abbildungen sind im einheitlichen Maßstab alle Seismogramm-Montagen dieser Arbeit dargestellt. Die Reduktionsgeschwindigkeit beträgt für die P-Wellen-Montagen 6 km/s, für die S-Wellen-Montagen 3.5 km/s. Der Zeitachsenmaßstab bei den S-Wellen-Montagen wurde im Verhältnis der beiden oben aufgeführten Reduktionsgeschwindigkeiten verkürzt. Auf diese Weise erhält man bei konstantem v_p/v_s -Verhältnis in der gesamten Kruste, relativ gesehen, die gleiche Laufzeitkurve wie in der P-Wellen-Montage, sofern $v_p/v_s = 6/3.5$.

Bei der Fächer-Montage handelt es sich um einen Fächer in 45 km Entfernung vom Schußpunkt, wobei die einzelnen Stationen mit einer Reduktionsgeschwindigkeit von 6 km/s auf die Fächerentfernung projiziert wurden.

Die Seismogramm-Kennung z.B. 1M04F*01-10-B1 Z am oberen Ende der einzelnen Spuren ist folgendermaßen zu entschlüsseln:

		im Beispiel:
Stelle 1	Kanal der Registrierung	1. Kanal
Stelle 2 - 5	Apparatur- und Seismometer-Kennung	"Mars 66" Nr.4 FS-60
Stelle 7,8	Profil	Profil 01
Stelle 10,11	Stationsnummer	Station 10
Stelle 13,14	Schußnummer	Schuß B1
Stelle 16	Komponente der Registrierung	Z-Komponente

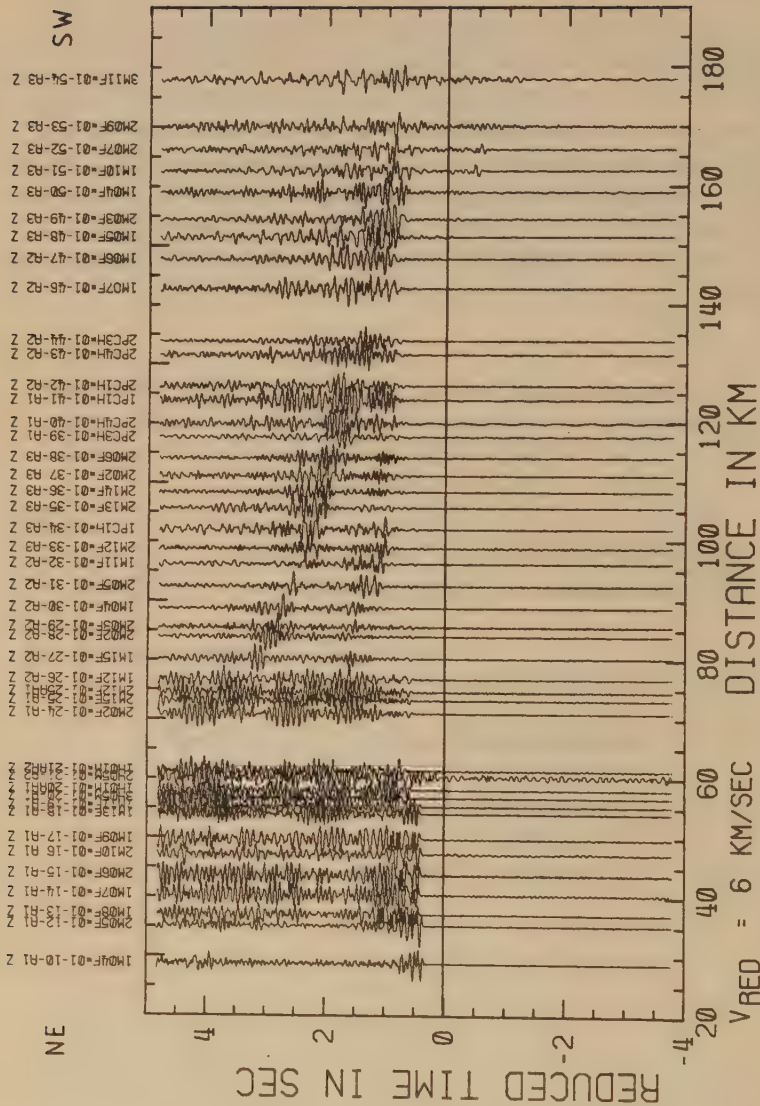


Abb. 4.1: Seismogramm-Montage der Longitudinal-Wellen von Profil 01-A

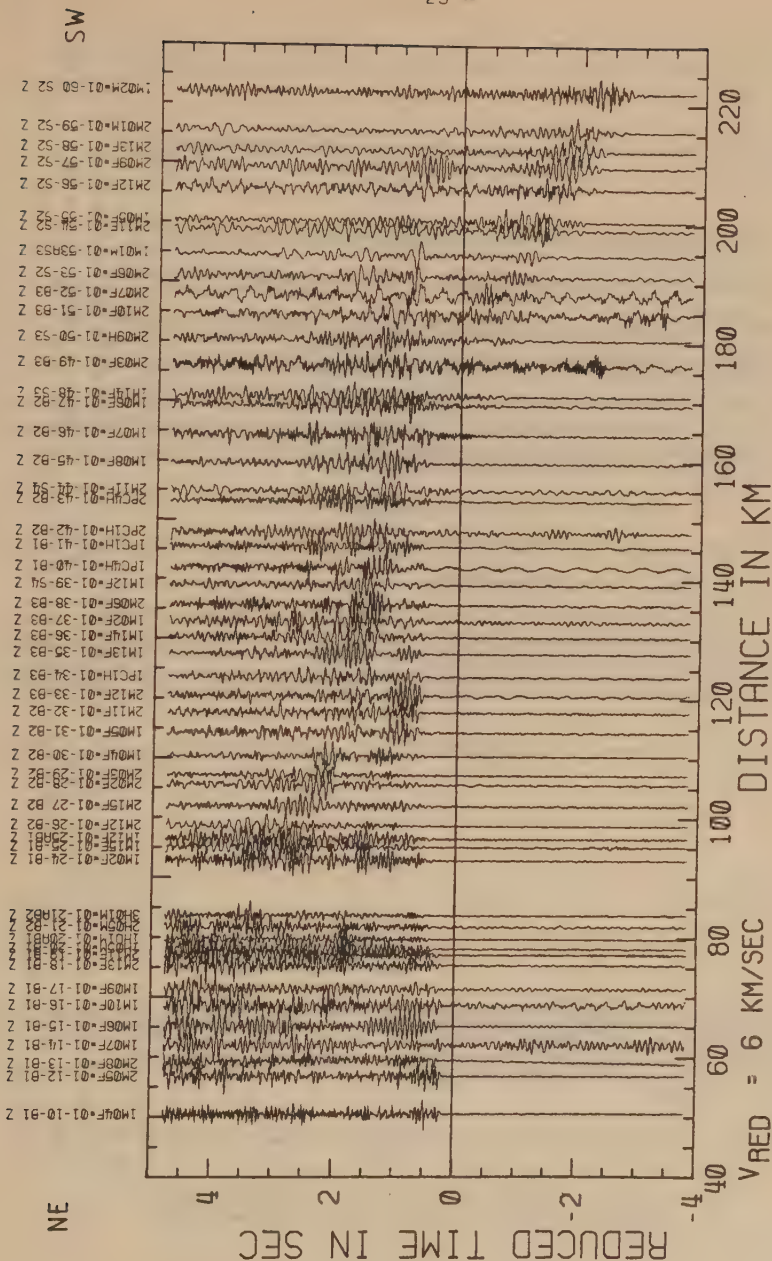


Abb. 4.2: Seismogramm-Montage der Longitudinal-Wellen von Profil 01-B

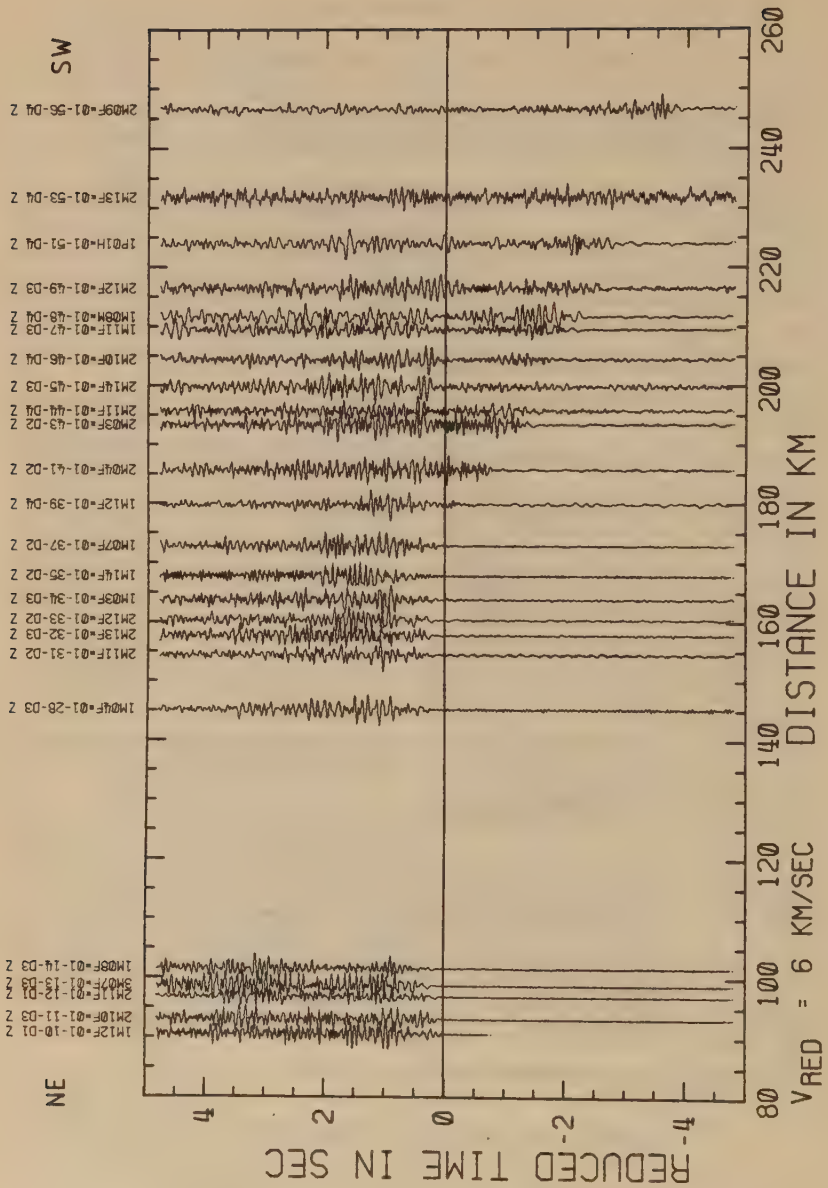


Abb. 4.3: Seismogramm-Montage der Longitudinal-Wellen von Profil 01-D

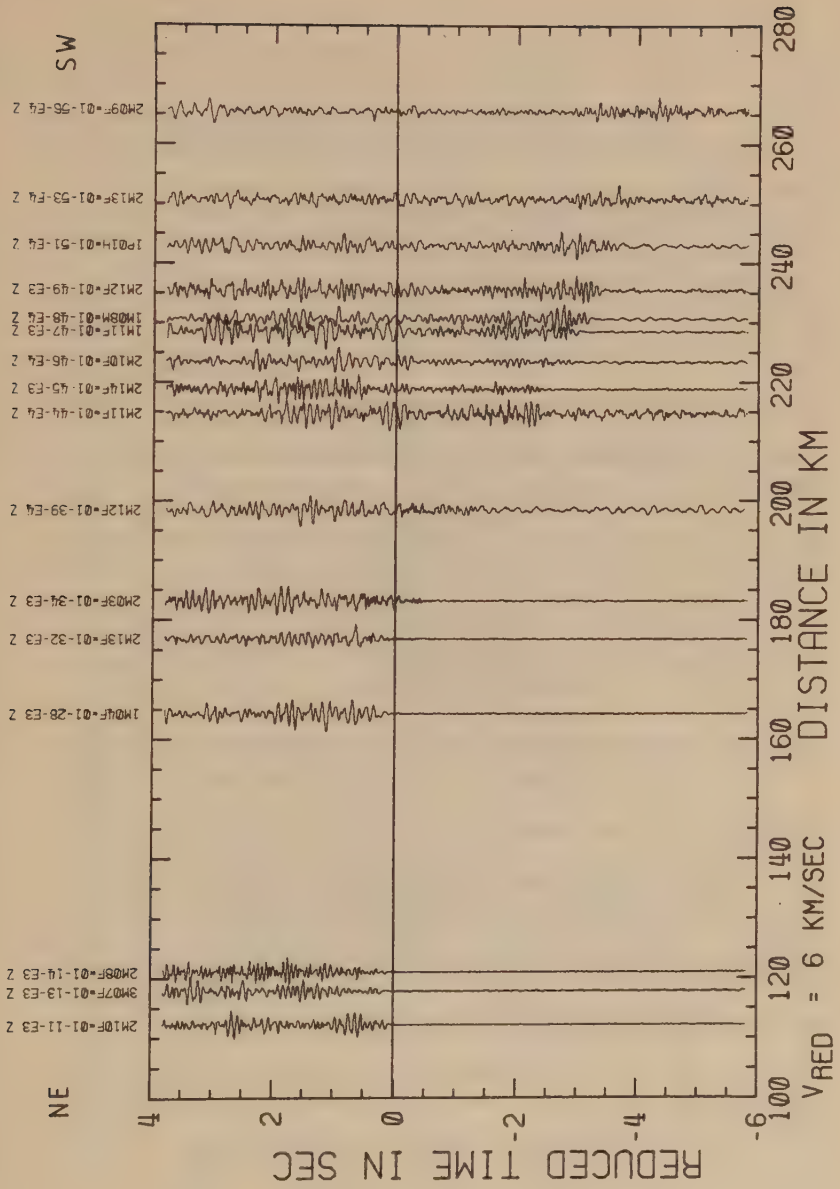


Abb. 4.4: Seismogramm-Montage der Longitudinal-Wellen von Profil 01-E

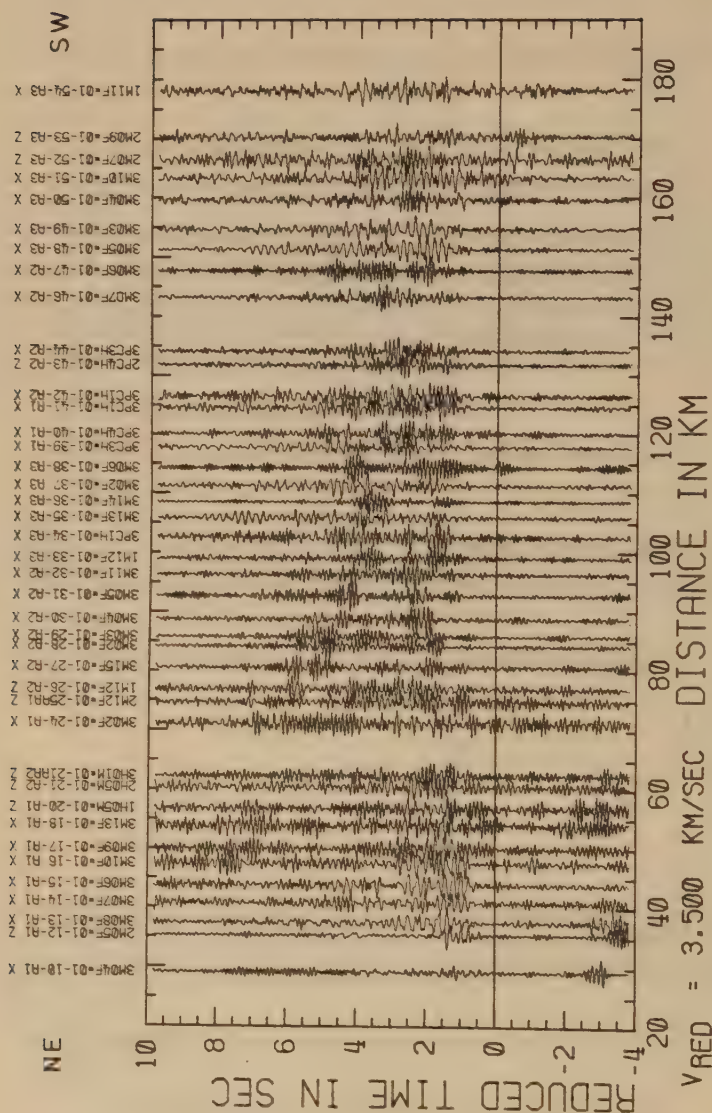


Abb. 4.5: Seismogramm-Montage der Transversal-Wellen (SV-Wellen) von Profil 01-A

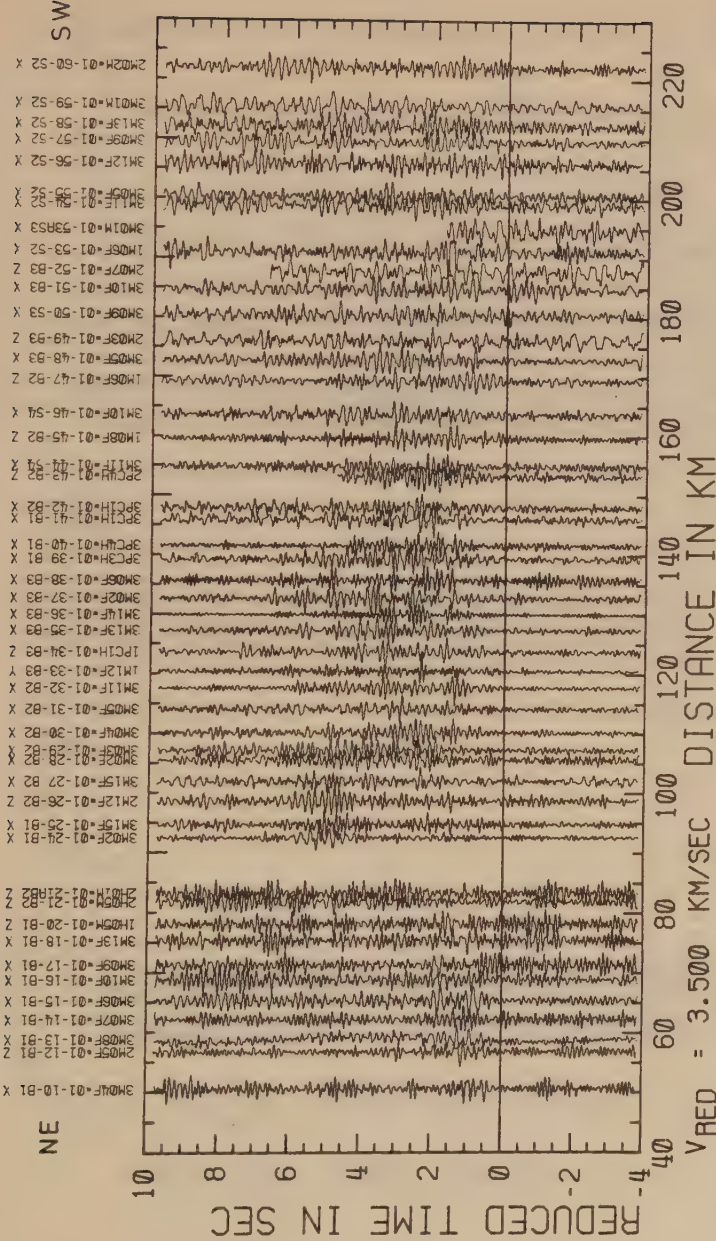


Abb. 4.6: Seismogramm-Montage der Transversal-Wellen (SV-Wellen) von Profil 01-8

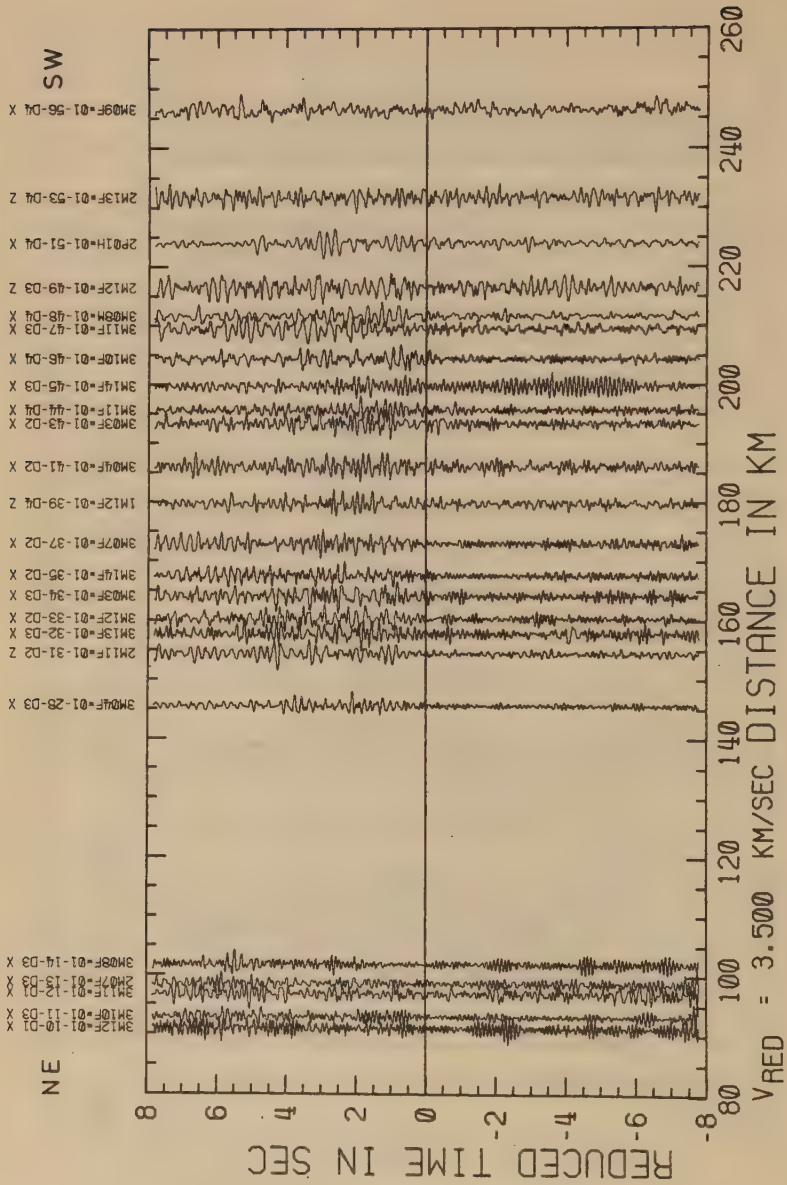


Abb. 4.7: Seismogramm-Montage der Transversal-Wellen (SV-Wellen) von Profil 01-0

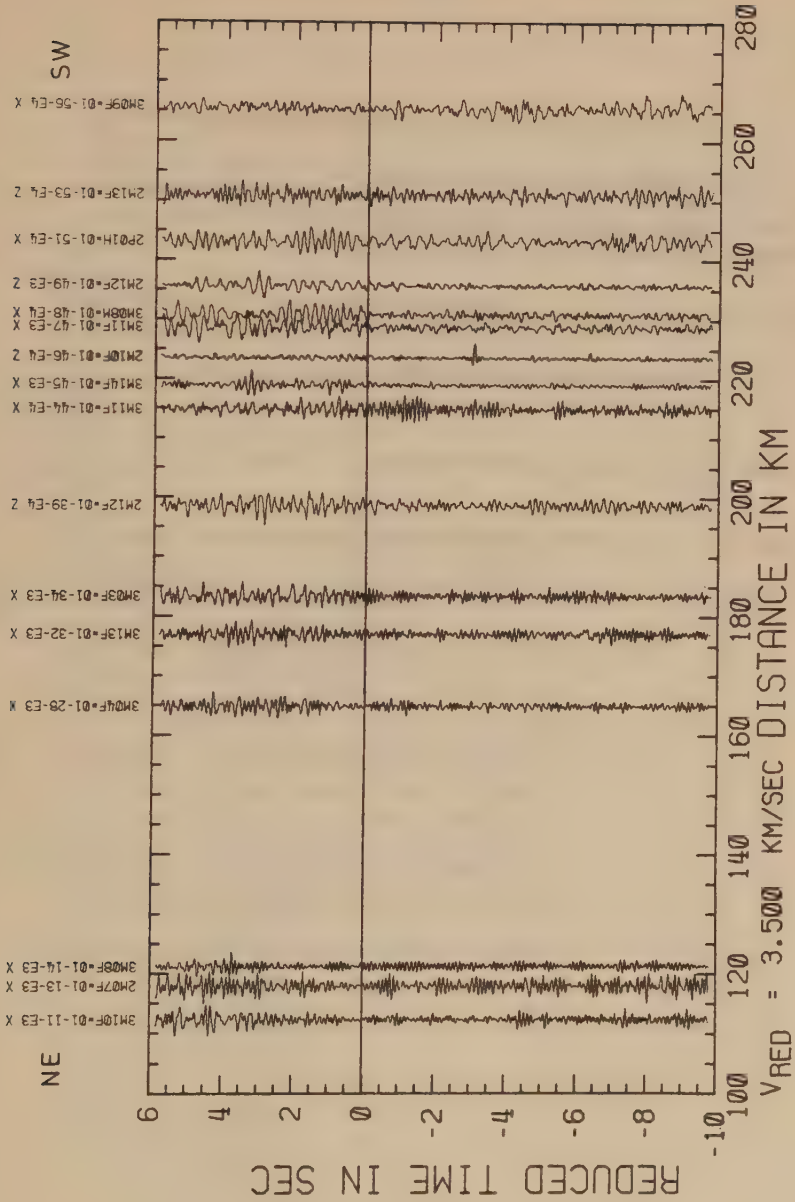


Abb. 4.8: Seismogramm-Montage der Transversal-Wellen (SV-Wellen) von Profil 01-E

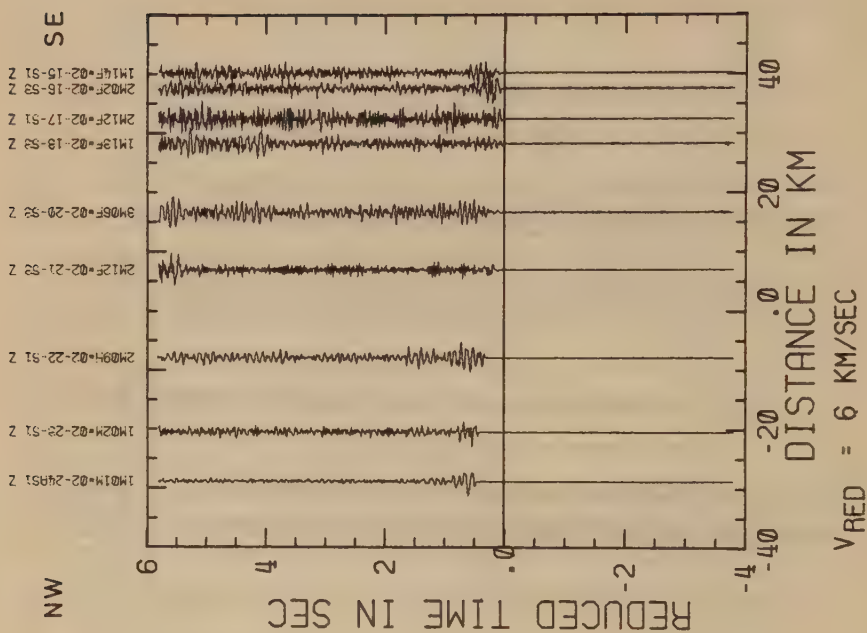
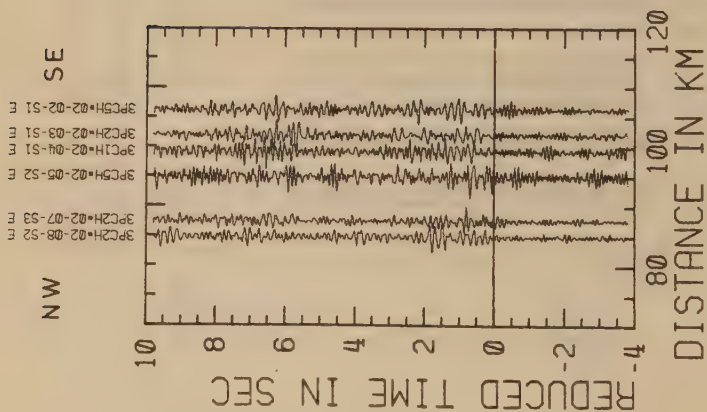
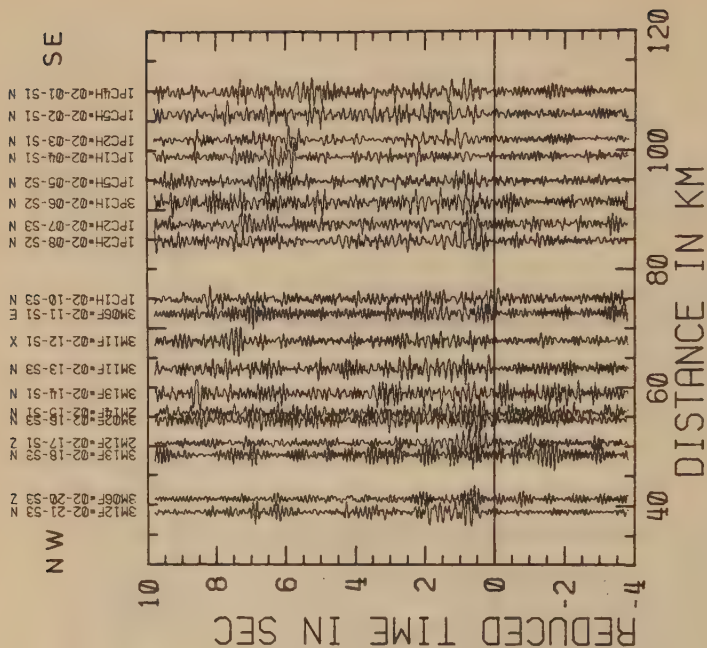


Abb. 4.9: Seismogramm-Montage
der Longitudinal-Wellen vom
Fächer des Profils 02-8



$V_{RED} = 3.500 \text{ KM/SEC}$
(SH-Wellen)



$V_{RED} = 3.500 \text{ KM/SEC}$
(SV-Wellen)

Abb. 4.11: Seismogramm-Montagen der beiden Transversal-Wellen-Komponenten der Bodenbewegung von Profil 02-B

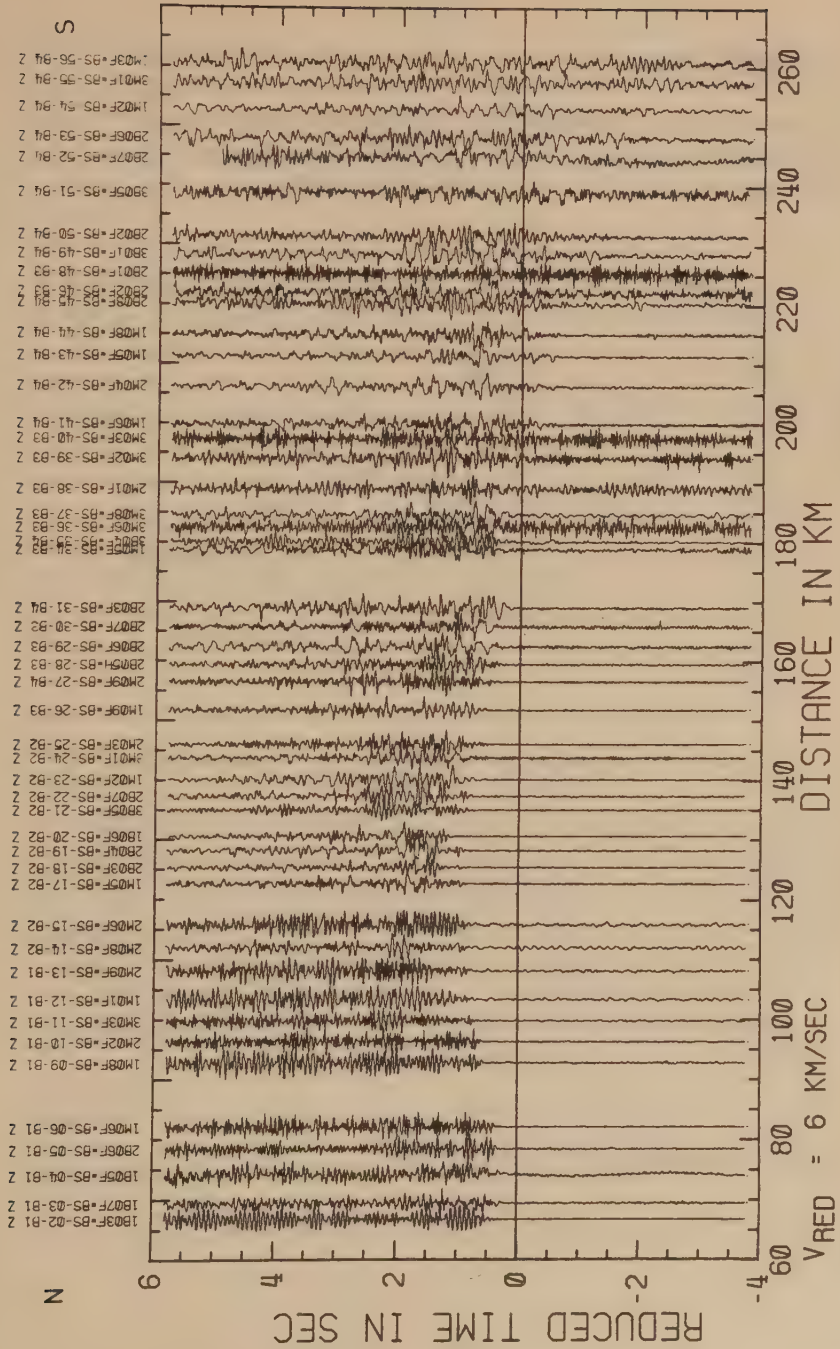


Abb. 4.12: Seismogramm-Montage der Longitudinal-Wellen von Profil Boubin Süd

5. Gang der Auswertung

Im ersten Schritt wurden in allen Seismogramm-Montagen Korrelationen für alle deutlich sichtbaren Einsatzgruppen durchgeführt. Es ergab sich folgendes Schema:

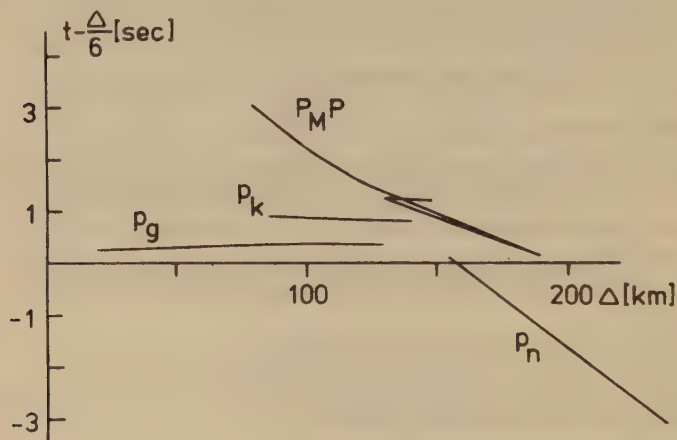


Abb. 5.1: Schemabild der beobachteten Einsatzgruppen

Anschließend erfolgte aus den korrelierten Laufzeitkurven die Ermittlung der Laufzeiten, der Scheingeschwindigkeiten, der kritischen Entfernung und der Überholentfernung und daraus mit den üblichen Verfahren (z.B. DIX, 1955; GAMBURZEW, 1965) eine Abschätzung über die Krustenmächtigkeit und die Geschwindigkeitsverteilung. Eine ausführliche Zusammenfassung dieser Methoden gibt GIESE (1976); auf eine Beschreibung wird daher an dieser Stelle verzichtet.

5.1. Beschreibung der Laufzeitkurven und erste Abschätzungen

Abb. 5.2 zeigt die korrelierten Laufzeiten längs Profil 01 für

die 4 Schußpunkte A, B, D und E, aufgetragen als Funktionen der Schußpunktsentfernung. Da bei horizontaler Schichtung des Untergrundes die einzelnen Laufzeitkurven deckungsgleich sein müßten, deuten sich bereits hier Geschwindigkeitsvariationen in Profilrichtung an.

Bei Profil 01-A kann man in der Seismogramm-Montage (vgl. Abb. 4.1) 4 Einsatzgruppen sehr deutlich unterscheiden. Als erste Einsatzgruppe wurde die P_g -Phase korreliert, deren Scheingeschwindigkeit über dem Kristallin 5.9 km/s und über dem Jura 6.1 km/s beträgt. Bei Profilkilometer 57 - Übergangsbereich Böhmisches Masse zum Jura - beobachtet man in der P_g -Phase eine Laufzeitverlängerung bis zu 0.2 s. Der Grund hierfür ist wohl in den mesozoischen und tertiären Sedimenten zwischen der Böhmisches Masse und dem Jura zu suchen. Im Bereich zwischen km 85 und km 130 wurde eine zweite Einsatzgruppe, die P_k -Phase, korreliert. In Abb. 5.2 ist zu erkennen, daß diese Phase gegenüber der P_g -Phase um etwa 0.5 s zeitlich verzögert ist. Die P_k -Phase ist von rückläufigen Typ mit Scheingeschwindigkeiten von 6.1 km/s bis 6.4 km/s. Erste Abschätzungen liefern eine Tiefe von maximal 18 km für die Scheitelpunkte der Strahlen dieser Einsatzgruppe und eine Durchschnittsgeschwindigkeit von 6.08 km/s. Als nächstes wurde die P_m -Phase mit Scheingeschwindigkeiten zwischen 6.4 und 8.1 km/s korreliert; sie besteht nach meiner Auffassung aus einem vorlaufenden und zwei rückläufigen Segmenten. Die kritische Entfernung liegt bei 80 km mit einer reduzierten Laufzeit von 3 s. Schließlich ist noch eine P_n -Phase mit der Überholentfernung von 149 km und einer Scheingeschwindigkeit von 8.1 km/s zu erkennen. Abschätzverfahren führen zu recht unterschiedlichen Krustenmächtigkeiten von 28 - 34 km; sie liefern daher nur eine grobe Vorstellung von der Tiefenlage der Mohorovičić-Diskontinuität. Als Durchschnittsgeschwindigkeit ergab sich für die gesamte Kruste 6.3 km/s.

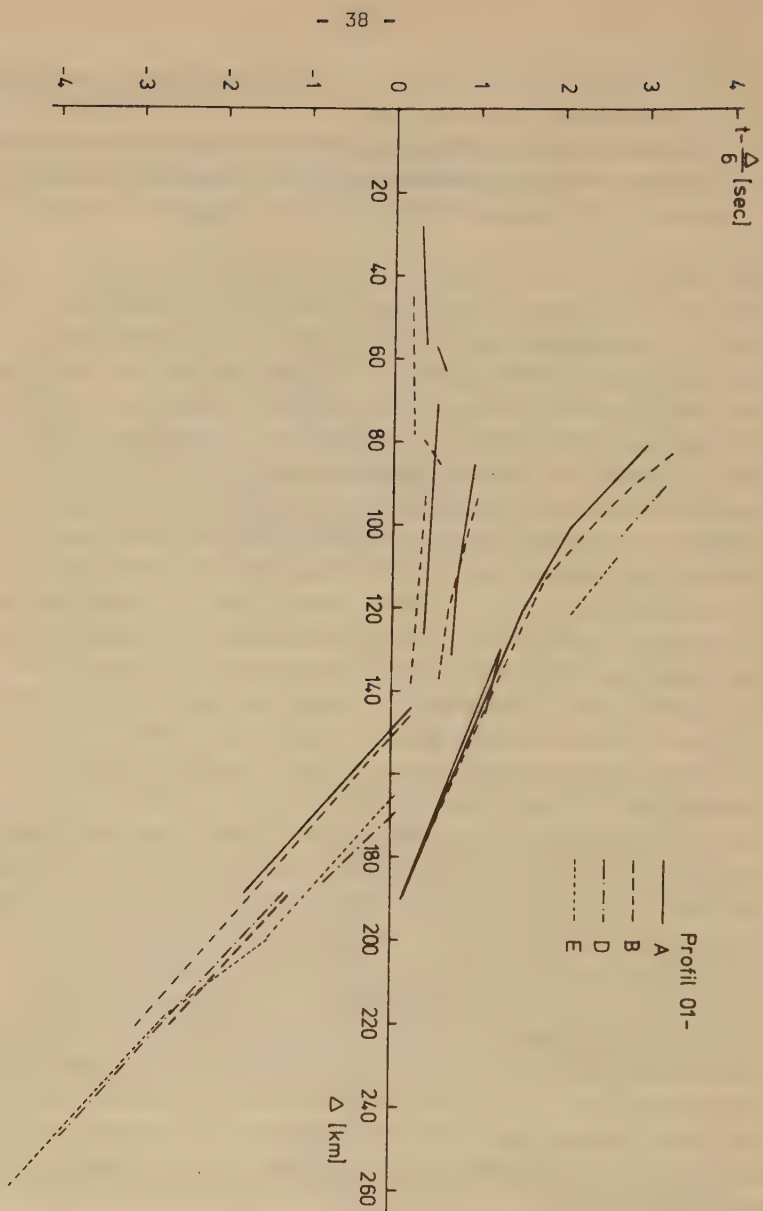


Abb. 5.2: Korrelierte Laufzeiten von Profil 01 mit den Schußpunkten A, B, D und E

Bei Profil 01-B (vgl. Abb. 4.2) kann man ebenso deutlich die 4 genannten Einsatzgruppen unterscheiden. Die Laufzeit der P_g -Phase ist jedoch hier bei gleicher Form der Kurve und bei gleicher Scheingeschwindigkeit im Vergleich zur Laufzeit der P_g -Phase von Profil 01-A um etwa 0.1 s verkürzt. Die Laufzeitverkürzung kann durch höhere Geschwindigkeit in den oberen Kilometern bei Schußpunkt B - eingelagerte Gabbros und Metabasite - interpretiert werden. Dadurch ist auch die Verfrühung der P_k -Phase zwischen km 115 und km 140 zu erklären, während die relative Verspätung der P_k -Phase zwischen km 90 und km 110 eine größere Tiefenlage der Scheitelpunkte der Strahlen andeutet. Die $P_M P$ -Phase besteht wieder aus einem rückläufigen Segment bis km 130, einem vorlaufenden Segment zwischen km 130 und km 190 und schließlich dem rückläufigen Segment bis in die kritische Entfernung von 82 km. In Abb. 5.2 wurde auf die beiden erstgenannten Segmente der $P_M P$ -Phase von Profil 01-B aus Gründen der Zeichendeutlichkeit verzichtet; (sie sind fast deckungsgleich mit den entsprechenden Laufzeitkurven-Teilen der $P_M P$ -Phase von Profil 01-A). Bei der $P_M P$ -Phase von Profil 01-B wird ab km 110 eine Laufzeitverlängerung von 0.2 - 0.3 s deutlich. Die Scheingeschwindigkeiten der $P_M P$ -Phase liegen bei Profil 01-B zwischen 6.4 km/s und 8.2 km/s. Die Extrapolation der über eine Länge von 70 km beobachteten P_n -Phase tangiert im Gegensatz zu Profil 01-A nicht die $P_M P$ -Laufzeitkurve. Beide Erscheinungen weisen auf eine nicht horizontale Lage der Mohorovičić-Diskontinuität hin, obwohl Abschätzungen den gleichen Tiefenbereich zwischen 28 und 36 km liefern. Da die beiden Schußpunkte nur einen Abstand von 20 km haben, muß die Mohorovičić-Diskontinuität relativ steil um einige Kilometer unter die Böhmisches Masse abtauchen. Zwischen km 180 und km 220 kann man bei Profil 01-B eine weitere Einsatzgruppe korrelieren, die gegenüber der P_n -Phase um 0.4 - 0.5 s verzögert ist. (vgl. Abb. 4.2 und 5.2). Die Wellen dieser Einsatzgruppe haben ebenso wie die der P_n -Phase bereits den oberen Mantel durchlaufen.

Bei Profil 01-D und Profil 01-E konnte nicht mit der gleichen

Meßpunktsdichte beobachtet werden (vgl. Abb. 4.3 und 4.4). Aus diesem Grund war nur eine Korrelation der P_n -Phase möglich. Bei Profil 01-D teilt sich die P_n -Laufzeitkurve in 2 Äste auf, wobei der vordere Teil zwischen km 170 und km 195 eine relativ hohe Scheingeschwindigkeit von 8.9 km/s hat und gegenüber den Einsätzen in größerer Entfernung um 0.4 s verzögert ist. Das gleiche Bild liefert die Laufzeitkurve von Profil 01-E. Die beiden Laufzeitkurven lassen vermuten, daß sich im oberem Mantel engbegrenzte Gebiete mit relativ niedriger Geschwindigkeit befinden, durch die der Anfangsteil beider P_n -Laufzeitkurven verzögert wurde.

Abb. 5.3 stellt die Laufzeitkurve von Profil 02-B, das Profil liegt vollkommen im Moldanubikum der Böhmisches Masse, NW - SE streichend, im Vergleich zur Laufzeitkurve von Profil 01-B dar. Beide Beobachtungsprofile bilden einen rechten Winkel zueinander, wobei jedoch zu berücksichtigen ist, daß Profil 02-B südwestlich des Schußpunktes B liegt (vgl. Abb. 2.1). Auf Profil 02-B (vgl. Abb. 4.10) konnte nur bis in eine Entfernung von 110 km sicher korreliert werden, da zwischen km 110 und km 140 eine Beobachtungslücke liegt und der Korrelations-Anschluß zu den vereinzelt Stationen ab km 140 nicht gesichert ist. Aufgrund der Gabbro-Vorkommen südlich von Schußpunkt B hat die P_g -Phase im Anfangsteil eine reduzierte Laufzeit von nur 0.05 s mit einer Scheingeschwindigkeit von 6 km/s; erst in größeren Entfernungen machen sich Granite mit niedrigeren Geschwindigkeiten bemerkbar. Die P_k -Phase konnte ab km 75 gut korreliert werden; Abschätzungen liefern eine Tiefenlage von 15 km für die Scheitelpunkte der Strahlen. Die P_{MP} -Phase ist gegenüber der P_{MP} -Phase von Profil 01-B um 0.5 - 0.6 s verzögert mit Scheingeschwindigkeiten zwischen 7.2 und 8.05 km/s und einer kritischen Entfernung von 85 km. Als Krustendicke ergaben sich vorläufig 34 - 36 km mit einer gegenüber Profil 01-B geringeren Durchschnittsgeschwindigkeit von 6.2 km/s. Aufgrund zu kurzer Beobachtungsentfernung - 170 km - konnte eine P_n -Phase nicht beobachtet werden.

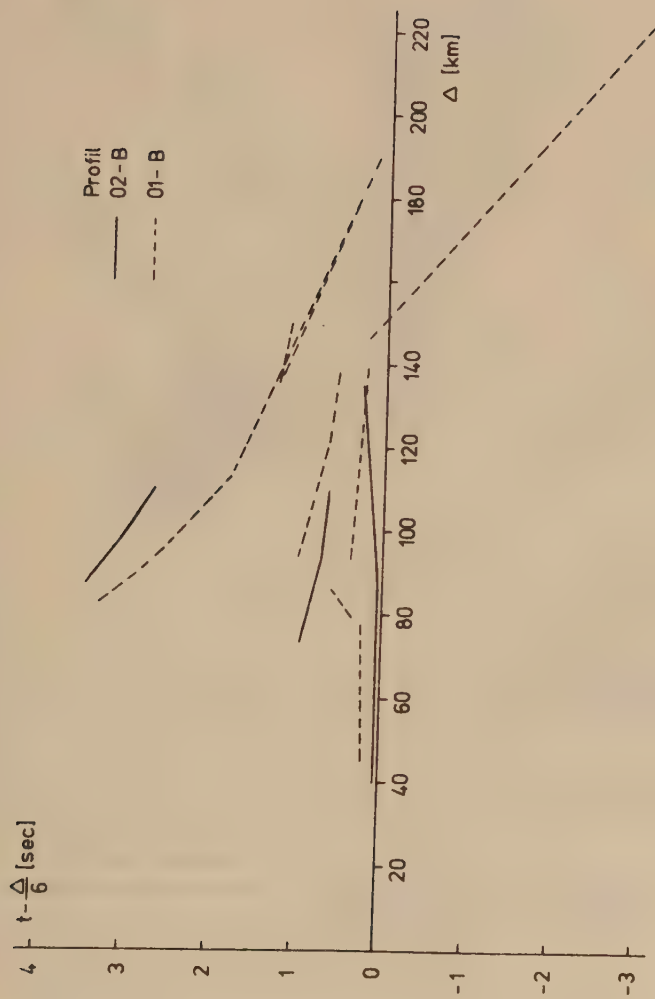


Abb. 5.3: Korrelierte Laufzeiten von Profil 02-B im Vergleich zu Profil 01-B

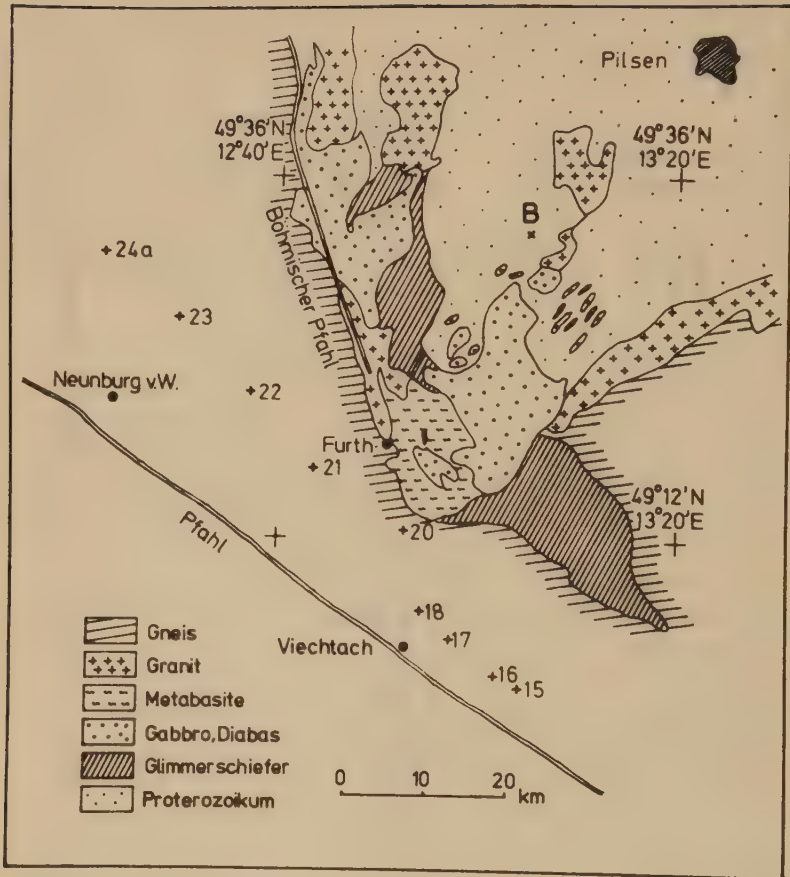


Abb. 5.4: Lageplan der Stationspunkte vom Fächer von Profil 02-B und Oberflächengeologie (vereinfacht nach der Geologischen Karte von Bayern)

Die ersten Stationen auf Profil 02-B wurden zusätzlich als Fächer ausgewertet (siehe Abb. 4.9). Bei einer Beobachtungsentfernung der Ersteinsätze von 45 km kann man mit einer Eindringtiefe der Strahlen von 2 - 3 km rechnen. Das wiederum bedeutet, daß eine Interpretation der unterschiedlichen Laufzeiten anhand der geologischen Formationen an der Oberfläche möglich sein sollte (vgl. Abb. 5.4). Südlich von Schußpunkt B liegen mächtige Gabbro- und Metabasitvorkommen, die die Einsätze gegenüber den Einsätzen in NW bis zu 0,4 s verfrühen. Ob der Böhmisches Pfahl zur Laufzeitverlängerung im NW des Fächers einen Beitrag liefert, kann nicht entschieden werden.

Die Laufzeitkurve von Profil Boubin Süd bietet wie erwartet (vgl. Kap. 2.1.) ein kompliziertes Bild. In Abb. 5.5 wurde sie im Vergleich zur Laufzeitkurve des Profils 01-B (Böhmisches Masse - Jura) aufgetragen, da beide Schußpunkte 80 km vom Rand der Böhmisches Masse entfernt liegen. Es deuten sich bereits beim Vergleich der beiden Laufzeitkurven erhebliche Unterschiede im Aufbau der Kruste an. In der P_g -Phase, die bis in eine Entfernung von 170 km korreliert werden konnte, prägt sich die Oberflächengeologie gut durch. Der starke Anstieg der Laufzeitkurve ab km 80 stimmt mit dem Beginn des Molassebeckens überein; die Scheingeschwindigkeiten liegen zwischen 5,6 km/s und 6 km/s. Ab km 135 stehen die Kalkalpen mit hohen Geschwindigkeiten (WILL, 1975) an, was sich in der Laufzeitkurve durch eine relative Verkürzung bis zu 0,5 s reduzierter Laufzeit ausdrückt. Die Scheingeschwindigkeit beträgt hier 6,5 km/s. Die gleiche Laufzeitverkürzung ist auch in der P_k -Phase ab km 135 zu beobachten. Im Verhältnis zu Profil 01-B ist hier die reduzierte Laufzeit der P_k -Phase mit etwa 1,7 s sehr verlängert. Abschätzungen ergeben eine Eindringtiefe für die Strahlen dieser Einsatzgruppe von 17 km mit einer sehr geringen Durchschnittsgeschwindigkeit von 5,75 km/s bis in diese Tiefe. Die niedrige Durchschnittsgeschwindigkeit kann jedoch nicht nur durch die geringere Geschwindigkeit der

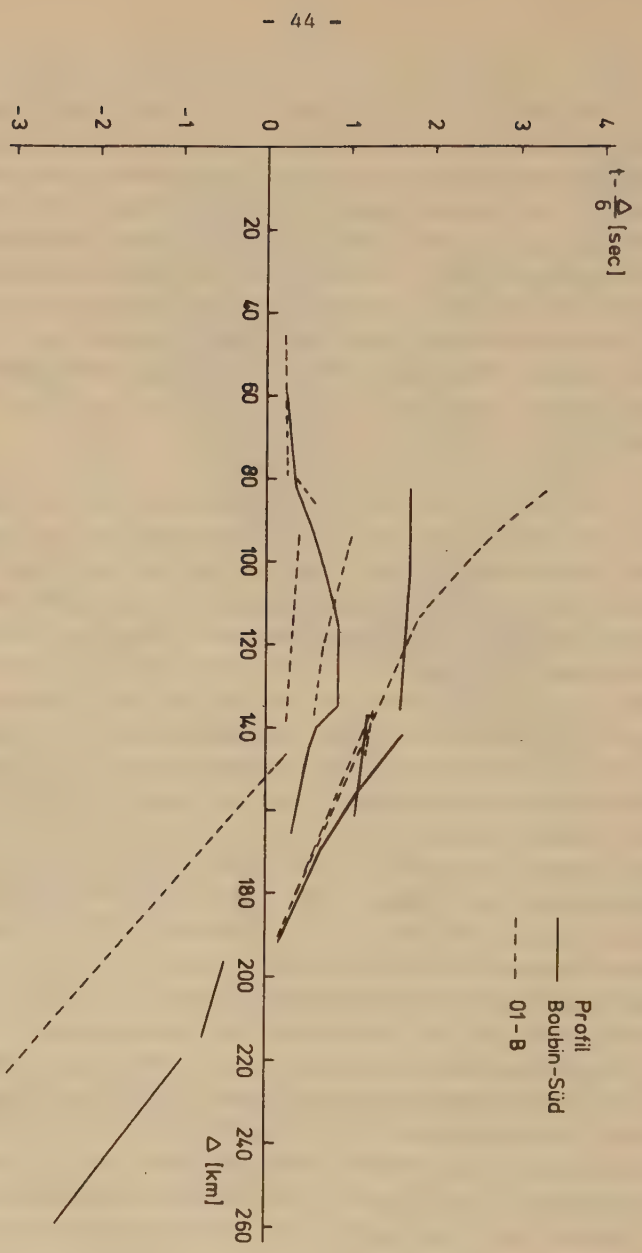


Abb. 5.5: Korrelierte Laufzeiten von Profil Boubin Süd im Vergleich zu Profil 01-B

Sedimente des Molassebeckens interpretiert werden; der Laufzeitversatz zwischen P_g - und P_k -Phase bei Profil Boubin Süd ist mehr als doppelt so groß wie bei den entsprechenden Phasen von Profil 01-B. Während bei allen anderen Seismogramm-Montagen der P_mP -Laufzeitast mehr oder weniger gut ausgeprägt ist, kann er bei Profil Boubin Süd ab km 140 nicht mehr korreliert werden (vgl. Abb. 4.12). Zwischen km 140 und km 160 deutet sich eine Verzögerung der P_mP -Phase gegenüber der P_mP -Phase von Profil 01-B an; zur Interpretation der gesamten Kruste wurde jedoch das Modell von Profil Boubin SW (MILLER, GEBRANDE, 1976) herangezogen.

5.2 Das Verfahren der Modellrechnung

Aus dem vorhergehenden Kapitel wird deutlich, daß zur Interpretation der vorgestellten Laufzeitkurven Modelle mit nicht ebener Schichtung des Untergrundes notwendig sind. Für die in dieser Arbeit aufgestellten Modelle wurde die von GEBRANDE (1975) entwickelte und an einem Tischrechner vom Typ HP 9810A programmierte Methode der Modellrechnung für zweidimensionale inhomogene Medien verwendet. Das Programm wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit in FORTRAN umgeschrieben, um die Modelle am Instituts-Rechner PDP 11/40 rechnen zu können, was zu einer erheblichen Rechenzeitverkürzung und größerer Speicherkapazität für die Modellparameter führte. Eine Programm-Beschreibung ist im Anhang I gegeben. Das Verfahren ermöglicht die Konstruktion zweidimensionaler Modelle des Untergrundes, sowie die Berechnung der seismischen Strahlen und Laufzeiten längs von Profilen. Die mathematische Behandlung wird von GEBRANDE (1975) ausführlich beschrieben; an dieser Stelle soll das Verfahren nur soweit erklärt werden, wie es zum Verständnis der Modelle notwendig ist.

Ein Modell ist durch Linien gleicher Geschwindigkeit, Isolinien aufgebaut, die durch arctan-Funktionen bestimmt sind;

damit lassen sich relativ einfach Syn- und Antiklinalen, Becken, Aufwölbungen und andere geologische Strukturen im Untergrund modellieren. Die Geschwindigkeit zwischen 2 Isolinien wird durch lineare Interpolation in Vertikalrichtung berechnet. Um nicht nur verschiedene Gradientenzonen sondern auch Diskontinuitäten darstellen zu können, werden einer Isolinie 2 Geschwindigkeiten, oberhalb und unterhalb der Isolinie, zugeordnet. Der Weg und die dazugehörige Laufzeit des auf der Wellenfront senkrecht stehenden Wellenstrahls werden schrittweise durch entsprechende Anwendung des Brechungsgesetzes berechnet.

Überschneidungen von Isolinien innerhalb des Modells sind bei diesem Verfahren nicht erlaubt. Die Isolinien müssen immer vom linken Modellrand bis zum rechten Modellrand definiert werden. Möchte man dennoch in x-Richtung begrenzte Gebiete mit einer bestimmten Geschwindigkeit modellieren, so müssen die beiden Isolinien, die das Gebiet in z-Richtung begrenzen, in x-Richtung außerhalb des gewünschten Gebietes eng zusammenliegen (vgl. z.B. Abb. 6.2). Für den Weg des Strahles und die Laufzeit spielt die Überquerung des Gebietes mit " falscher " Geschwindigkeit keine Rolle. Auf diese Weise läßt sich nahezu jede zweidimensionale Geschwindigkeits-Verteilung im Untergrund modellieren.

Die Modelle können als Profilschnitt mit den dazugehörigen Strahlen und der berechneten Laufzeitkurve gezeichnet werden. Außerdem ist es möglich die Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen längs des Profils perspektivisch darzustellen.

Wie bei jeder Modellrechnung bietet das Endmodell nur eine der möglichen Erklärungen der zu interpretierenden Daten. Ist jedoch ein Profil mit Messungen von mehreren Schußpunkten wie z.B. Profil 01 überdeckt, ist die Vieldeutigkeit des Modells stark eingeschränkt.

6. Erläuterung des Modells 01 zu Profil 01

Im ersten Teil dieses Kapitels wird das für die Profile 01-A, 01-B, 01-D und 01-E gemeinsame Modell für die Einsätze der Longitudinal-Wellen vorgestellt und anschließend eine zusammenfassende Diskussion der Geschwindigkeits-Verteilung gegeben. Im zweiten Teil wird versucht durch Interpretation der Transversal-Wellen-Einsätze weitere Informationen über das Untersuchungsgebiet zu erhalten.

6.1. Auswertung der Einsätze der Longitudinal-Wellen

Aus den in Kapitel 5.1. beschriebenen Abschätzungen für die Eindringtiefe und die Durchschnittsgeschwindigkeiten wurde ein erstes, möglichst einfaches, Modell erstellt. Weitere Anhaltspunkte für dieses Modell lieferten geologische Randwerte und die Geschwindigkeits-Tiefenverteilung kreuzender Profile (vgl. Abb. 1.1). Durch sukzessive Änderung der Modellparameter wurde dann versucht die berechnete Laufzeitkurve der gemessenen anzupassen. Ihre Differenz sollte im Endmodell kleiner als 0.1 s sein. Es hat sich gezeigt, daß der Weg zu einem Endmodell dann am schnellsten ist, wenn man die Modellparameter nur wenig ändert und schrittweise von der Oberfläche nach unten rechnet; d.h. man sucht zuerst ein befriedigendes Modell für die P_g -Phase, anschließend ändert man nur noch die Isolinien, die unterhalb dieser Schichten liegen für die P_k -Phase usw. bis man auf diese Weise ein, den gemessenen Daten angepaßtes Gesamtmodell erhält. Es ist somit relativ einfach für eine Laufzeitkurve ein Modell zur Erklärung zu finden; bei einem gestaffelten Profil, wie bei Profil 01 treten zum Teil Schwierigkeiten auf, da sich jede Modell-Änderung auf alle 4 berechneten Laufzeitkurven auswirkt. Das vorgestellte Modell befriedigt jedoch alle beobachteten Laufzeitkurven in gleicher Weise.

Alle Modelle, auch die in den nächsten Kapiteln, sind im nicht

Überhöhten Maßstab gezeichnet. Die Zahlen am rechten Modellrand geben die Geschwindigkeiten längs der Isolinien an; sind an einer Isolinie 2 Geschwindigkeiten angeschrieben, so handelt es sich um eine Diskontinuität, wobei die erste Zahl die Geschwindigkeit oberhalb der Isolinie, die zweite Zahl die Geschwindigkeit unterhalb der Isolinie angibt. Alle in diesem Abschnitt genannten Laufzeiten sind reduzierte Laufzeiten mit einer Reduktionsgeschwindigkeit von 6 km/s.

Die Modell-Koordinaten stimmen nicht mit den Schußpunktsentfernungen in der Zeichnung - bis auf Profil 01-E - überein, da der am weitesten entfernte Schußpunkt E im Modell als Nullpunkt gewählt wurde. Im folgenden wird immer von den Schußpunktsentfernungen, die aus der Seismogramm-Montage zu entnehmen sind, gesprochen.

6.1.1. Profil 01-A

Abbildung 6.1 zeigt das Modell 01 für das Profil 01-A, den Weg der Strahlen und die dazugehörigen berechneten Laufzeiten, die in die Seismogramm-Montage eingetragen sind.

Für Schußpunkt A wurde eine Oberflächen-Geschwindigkeit von 5.6 km/s gewählt, die sich aus der Inversion der Laufzeitkurve in eine Geschwindigkeits-Tiefenfunktion mit Hilfe des Herglotz-Wiechert-Verfahrens ergab, nachdem die gemessene Laufzeitkurve bis zum Schußpunkt A extrapoliert wurde. Eine später mögliche Überprüfung anhand von Daten des Instituts für Angewandte Geophysik, Brünn bestätigte die Richtigkeit dieser Extrapolation. Bis in 3 km Tiefe nimmt die Geschwindigkeit kontinuierlich bis auf 6 km/s zu. Die Stationen 13 - 16 zwischen km 36 und km 48 liegen auf den Sedimenten der Bodewöhrer Bucht. Da das Kristallin hier bereits in einer Tiefe von maximal 600 m liegt (FUCHS, 1979) und maximale Laufzeitverlängerungen von 0.05 s gegenüber den Nachbarstationen

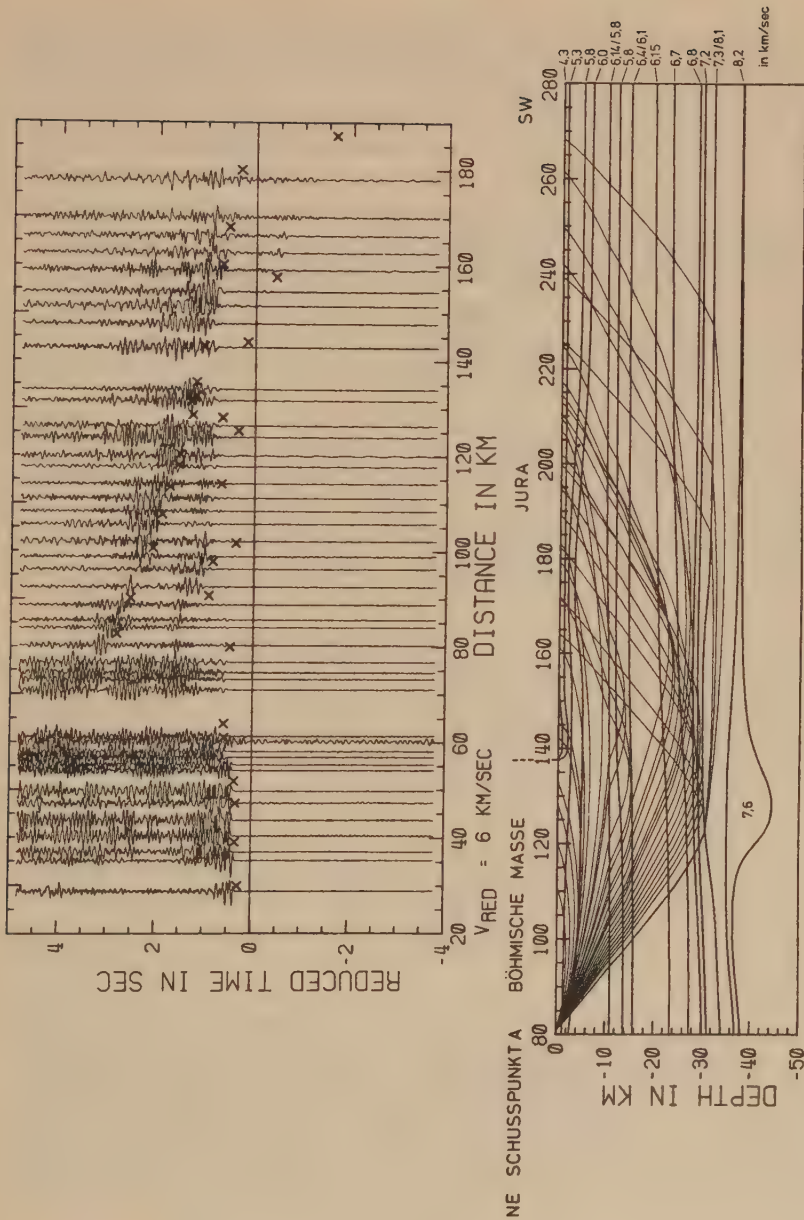


Abb. 6.1: Modell 01 und berechnete Laufzeiten für die Longitudinal-Wellen von Profil 01-A

zu beobachten sind, wurde im Modell auf die Berücksichtigung des Sedimentbeckens verzichtet. Nicht zu vernachlässigen ist das Sedimentbecken zwischen dem Westrand der Böhmisches Masse und dem Jura. Es ergab sich ein Laufzeitkurvenversatz bis zu 0.2 s. Die mesozoischen und tertiären Sedimente haben eine Mächtigkeit von etwa 1.2 km mit einer Durchschnittsgeschwindigkeit von 4.2 km/s und einer Oberflächen-Geschwindigkeit von 3 km/s. Für die Oberflächen-Geschwindigkeit des Juras wurde eine mittlere Geschwindigkeit von 4.3 km/s (BREYER, 1955) längs des Profils gewählt, die bereits in einem Kilometer Tiefe bis auf 5.3 km/s zunimmt.

Da die P_k -Phase (rückläufiger Laufzeitkurventeil) gegenüber der P_g -Phase (vorlaufender Laufzeitkurventeil) einen Laufzeitversatz hat, wurde im Modell in 11 km Tiefe eine Zone erniedrigter Geschwindigkeit von 5.8 km/s angenommen. Die Scheingeschwindigkeiten am Umkehrpunkt der beiden Laufzeitkurventeile, bei km 130, sind gleich (6.1 km/s). Um die Einsätze der P_k -Phase, die bis in eine Entfernung von 130 km korrelierbar sind, erklären zu können, war in einer Tiefe zwischen 13 und 15 km eine dünne Schicht mit starkem positiven Gradienten, in der die Geschwindigkeit von 5.8 km/s auf 6.4 km/s steigt, notwendig. Man darf sich aber keinesfalls vorstellen, daß dieses Gebiet zwischen 11 und 15 km Tiefe derart homogen aufgebaut ist, wie im Modell dargestellt. Dies ist nur eine Modellannahme, die den beobachteten Laufzeitkurvenast der P_k -Phase erklärt. Es ist wahrscheinlich, daß die Gradientenzone in Wirklichkeit keine zusammenhängende Schicht bildet.

Die P_mP -Phase, korreliert durch ein vorlaufendes Segment und zwei rückläufige Segmente, wurde im Modell durch Schichten mit verschiedenen starken Gradienten in der Unterkruste interpretiert. Die Scheitelpunkte der an der Krusten-Mantel-Grenze reflektierten Strahlen befinden sich bei Profil 01-A in einer Tiefe von 30 -31 km, an einer Diskontinuität von 7.3 km/s auf 8.1 km/s.

Die Linse niedriger Geschwindigkeit von 7.6 km/s im oberen Mantel spielt bei diesem Profil keine Rolle (vgl. Abb. 6.1).

6.1.2. Profil 01-B

Abbildung 6.2 stellt das Modell 01, berechnet für das Profil 01-B, dar. Die berechneten Laufzeiten sind in die Seismogramm-Montage eingetragen.

Da die Laufzeitkurve der P_g -Phase von Profil 01-B bis auf eine kontinuierliche Verfrühung von durchschnittlich 0.1 s entlang des Profils die gleiche Gestalt hat wie bei Profil 01-A (siehe Abb. 5.2), wurde lediglich die Geschwindigkeit bei Schußpunkt B vergrößert. Aufgrund anstehender Gabbros und Diabase ist eine Oberflächen-Geschwindigkeit von 5.8 km/s und ein Anstieg auf 6 km/s in bereits einem Kilometer Tiefe gerechtfertigt (PRESS, 1966).

Dadurch ist auch die Verfrühung der P_k -Phase zwischen km 110 und km 140 zu erklären. Die relative Verspätung der P_k -Phase in geringerer Beobachtungsentfernung wurde durch ein leichtes Einfallen der Zone mit starkem positiven Gradienten nach NE bis in eine Tiefe von 16 km erklärt.

Die Scheitelpunkte der an der Mohorovičić-Diskontinuität reflektierten Strahlen liegen bei Profil 01-B in einer Tiefe von 31 - 33 km. Da die beiden Schußpunkte A und B einen Abstand von 20 km haben, bedeutet dies ein relativ rasches Abtauchen der Mohorovičić-Diskontinuität unter die Böhmisches Masse. Die zunehmende Krustenmächtigkeit unter der Böhmisches Masse ist gut belegt, da die Scheitelpunkte der Strahlen beider P_m -Phasen sich teilweise überlappen und man somit von zwei Schußpunkten Informationen aus diesem Gebiet erhält.

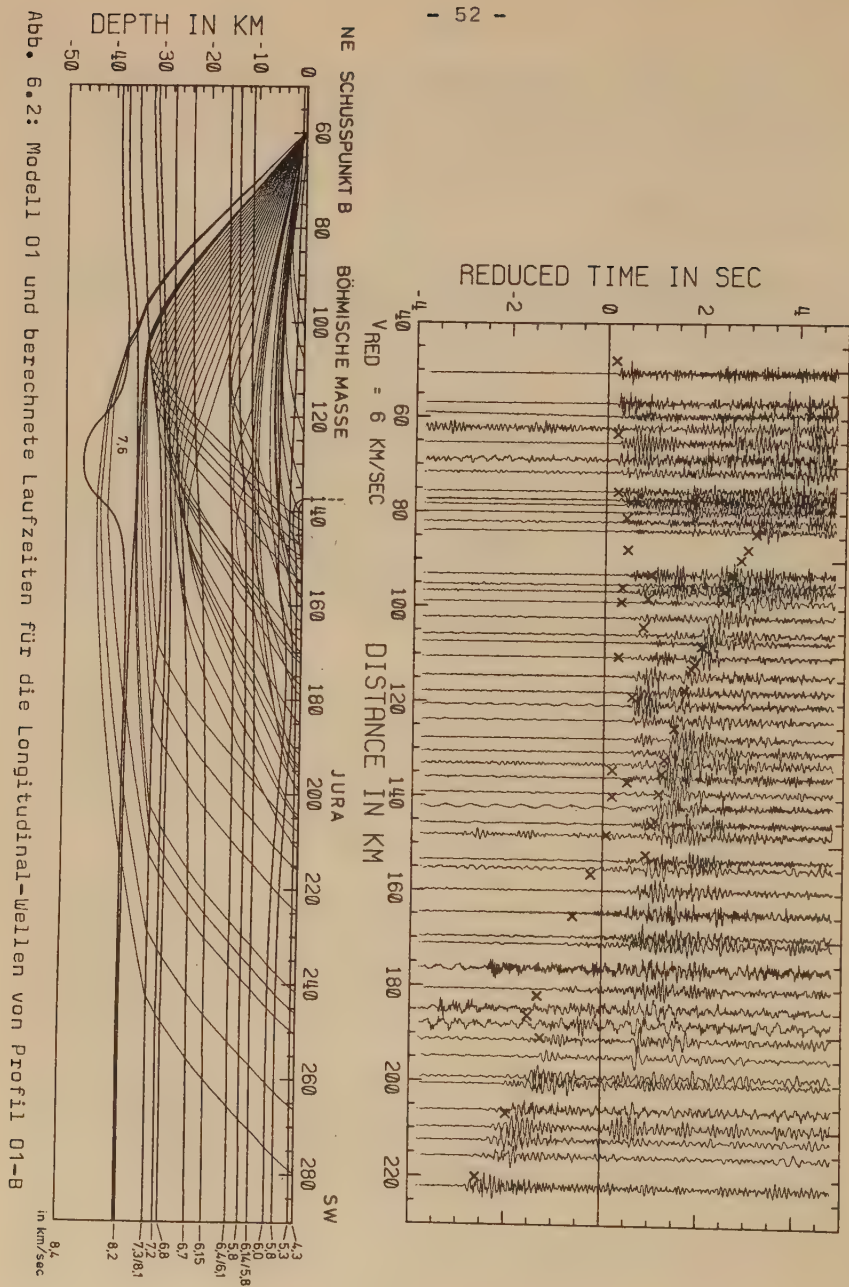


Abb. 6.2: Modell 01 und berechnete Laufzeiten für die Longitudinal-Wellen von Profil 01-B

Die Einsätze der P_n -Phase liegen bei Profil 01-B, ebenso wie bei Profil 01-A, auf einer Geraden; d.h. die in Abb. 6.2 gezeigte Linse niedriger Geschwindigkeit von 7.6 km/s im oberen Mantel ist in den Laufzeiten der P_n -Phase dieses Profils nicht zu beobachten.

Bei den Profilen 01-D und 01-E besteht ein Versatz in den Laufzeiten der P_n -Phase (siehe Abb. 5.2), der durch eine linsenförmige Zone niedriger Geschwindigkeit im oberen Mantel zu interpretieren versucht wurde (siehe nächster Abschnitt). Diese Linse niedriger Geschwindigkeit von 7.6 km/s könnte sich bereits bei Profil 01-B in der Einsatzgruppe zwischen km 180 und km 220 andeuten. Da die Seismogramm-Montagen einzelnormiert gezeichnet sind (vgl. Kap. 3.3.2.), werden hier große Amplituden vorgetäuscht. Die wahren Amplituden haben nur die 0.25-fache Größe der Amplituden der P_M -Phase in der Nähe der kritischen Entfernung. Durchqueren steiler einfallende, an der Mohorovičić-Diskontinuität refraktierte, Strahlen dieses Gebiet niedriger Geschwindigkeit, so läßt sich durch ihre Laufzeit die beobachtete Einsatzgruppe gut erklären. Diese Linse niedriger Geschwindigkeit ist jedoch nicht als einheitliches Gebiet anzusehen, sondern setzt sich wohl aus vielen kleinen Linsen niedriger Geschwindigkeit (Teilschmelzen) zusammen. Es ist jedoch nicht möglich, eine solche Struktur mit dieser Art von Modellrechnung nachzuvollziehen.

6.1.3. Profil 01-D

Bei Profil 01-D hat man aus den Beobachtungsdaten keinerlei Hinweis über die schußpunktsseitige Geschwindigkeits-Tiefenverteilung, da erst ab km 90 (deutsch - tschechische Grenze) beobachtet werden konnte. Die Verteilung der Geschwindigkeit unter Schußpunkt D bis in eine Tiefe von 10 km konnte aus der Auswertung (pers. Mitteilung, BERÁNEK, 1980) der Kollegen

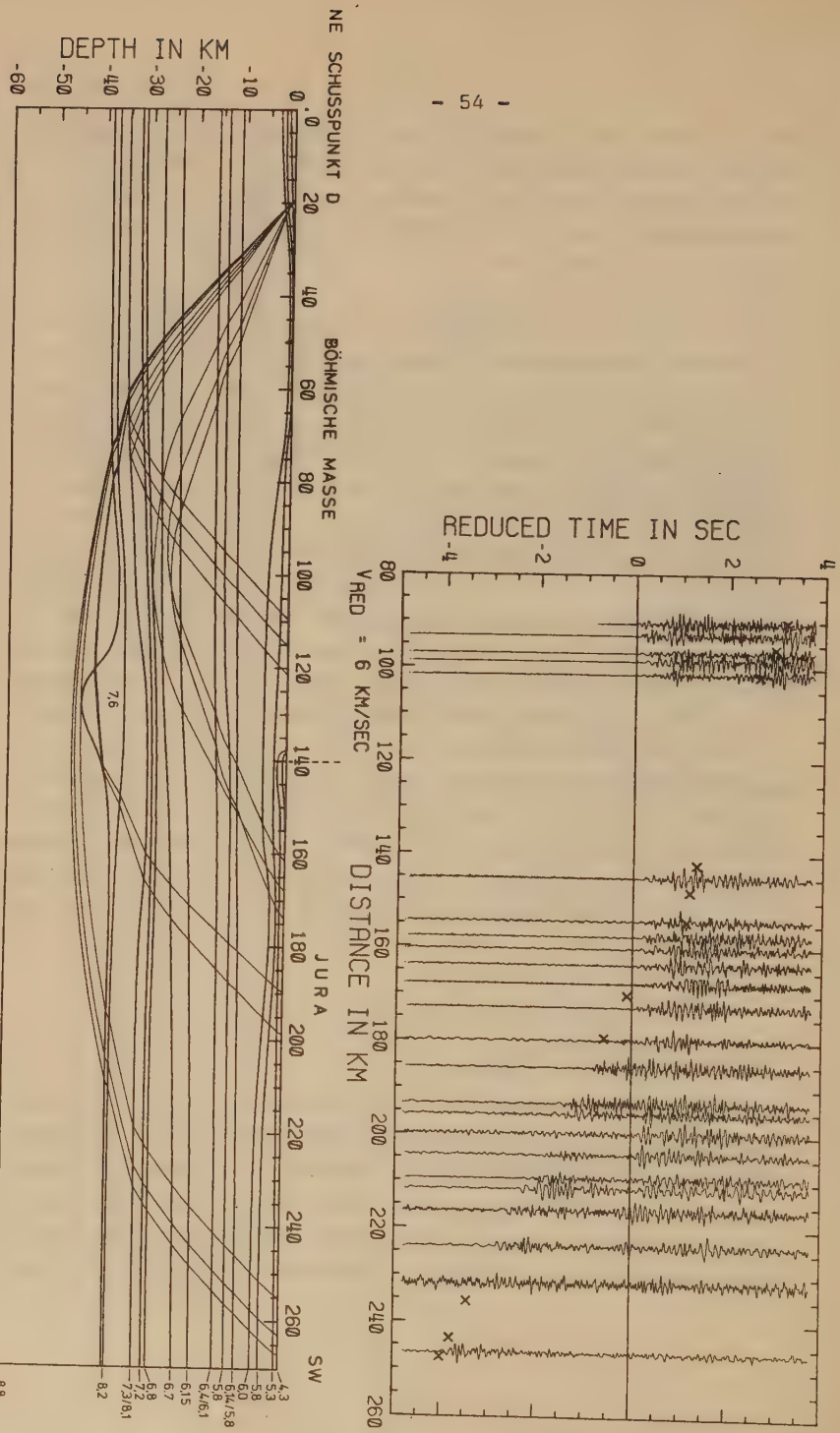


Abb. 6.3: Modell 01 und berechnete Laufzeiten für die longitudinal-Wellen von Profil 01-D

aus der Tschechoslowakei übernommen werden. An der Oberfläche ergab sich eine Geschwindigkeit von 4 km/s und in einer Tiefe von 3 km eine Geschwindigkeit von 6 km/s. Die relativ niedrige Oberflächen-Geschwindigkeit ist auf die Lage des Schußpunktes D im Barrandium - Altpaläozoikum - (vgl. Abb. 2.1) zurückzuführen. Die Tiefenlage aller anderen Isolinien wurde durch horizontale Verlängerung der Isolinien in die Richtung des Schußpunktes D festgesetzt (siehe Abb. 6.3). Die wenigen Einsätze, die in der Seismogramm-Montage außer der P_n -Phase beobachtet werden konnten, widersprechen dieser Modellannahme nicht, wenn man die Laufzeiten der dazugehörigen Strahlen berechnet.

Die bereits im vorhergehenden Abschnitt genannte Linse niedriger Geschwindigkeit im oberen Mantel ist für die P_n -Phase des Profils 01-D von weitaus größerer Bedeutung. Da die Einsätze der P_n -Phase im ersten Teil der Laufzeitkurve zwischen km 170 und km 190 um 0.4 s gegenüber den Einsätzen in größerer Entfernung verzögert sind, müssen die zuerst an der Mohorovičić-Diskontinuität gebrochenen Strahlen durch ein Gebiet niedriger Geschwindigkeit gelaufen sein. Die steiler einfallenden Strahlen durchqueren den oberen Mantel quasi ungestört (vgl. Abb. 6.3).

6.1.4. Profil 01-E

Ebenso verhält es sich bei Profil 01-E. Die Geschwindigkeitsverteilung in der Kruste unter Schußpunkt E wurde auf die gleiche Weise gewonnen wie bei Profil 01-D (vgl. Abb. 6.4). Auch hier kann man einen Versatz der P_n -Phase bei geringeren Entfernungen beobachten. Im Modell ergibt sich das gleiche Bild der Strahlenwege wie bei Profil 01-D.

An dieser Stelle muß ausdrücklich darauf hingewiesen werden, daß es sich bei der Gestalt dieser Linse um eine reine Modell-

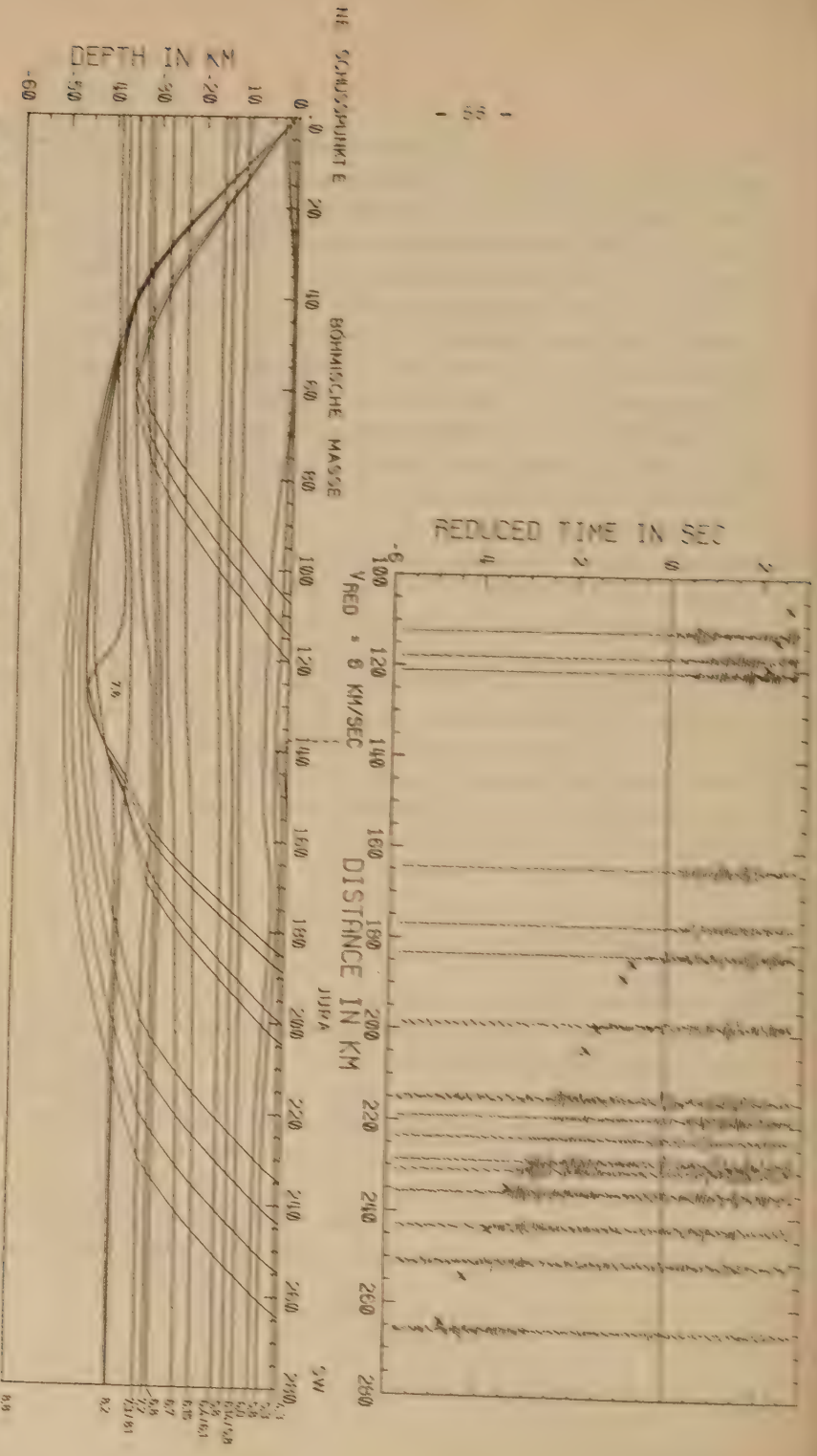


Abb. 5.4: Modell 01 und berechnete Laufzeiten für die Longitudinal-Wellen von Profil 01-E

vorstellung handelt, die in dieser Form die Laufzeitkurve erklärt. In Wirklichkeit sind im oberen Mantel Teilschmelzen zu erwarten, die im Modell nur in ihrer Ausdehnung dargestellt werden konnten. Die untere Begrenzung dieser Linse mit niedriger Geschwindigkeit - 7.6 km/s - in einer Tiefe von 45 km kann als sicher angenommen werden, da die " ungestörten " Einsätze der P_n -Phase in größerer Beobachtungsentfernung normale Verhältnisse in tieferen Schichten des oberen Mantels erwarten lassen. Bei Profil 01-A und 01-B liegen die Einsätze der P_n -Phase auf einer Geraden, und es ist daher nicht möglich, daß die Linse niedriger Geschwindigkeit bereits unmittelbar unter der Krusten-Mantel-Grenze liegt. Im Modell beginnt das Gebiet niedriger Geschwindigkeit erst in einer Tiefe von 36 km und besitzt somit eine Mächtigkeit von 9 km.

6.2. Diskussion des gesamten Modells 01 zu Profil 01 für die Einsätze der Longitudinal-Wellen

Abbildung 6.5 stellt die Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen perspektivisch in einem Abstand von 10 km entlang des gesamten Profils 01 dar. Die Zone erniedrigter Geschwindigkeit von 5.8 km/s in einer durchschnittlichen Tiefe von 11 - 13 km ist notwendig, da ein echter Versatz zwischen der P_g - und P_k -Phase zu beobachten ist. Würde man auf die Geschwindigkeitserniedrigung verzichten und mit einer konstanten Geschwindigkeit von 6.14 km/s weiterrechnen, so muß die Zone mit starkem positiven Gradienten in der oberen Kruste, in der die Scheitelpunkte der P_k -Phase liegen, etwa 2.5 km tiefer gelegt werden. Die berechneten Einsätze kämen jedoch trotzdem im Durchschnitt um 0.1 s zu früh an. Aus diesem Grund ist man gezwungen, eine niedrigere Geschwindigkeit einzuführen.

Existiert in dieser Schicht jedoch zusätzlich Transversal-

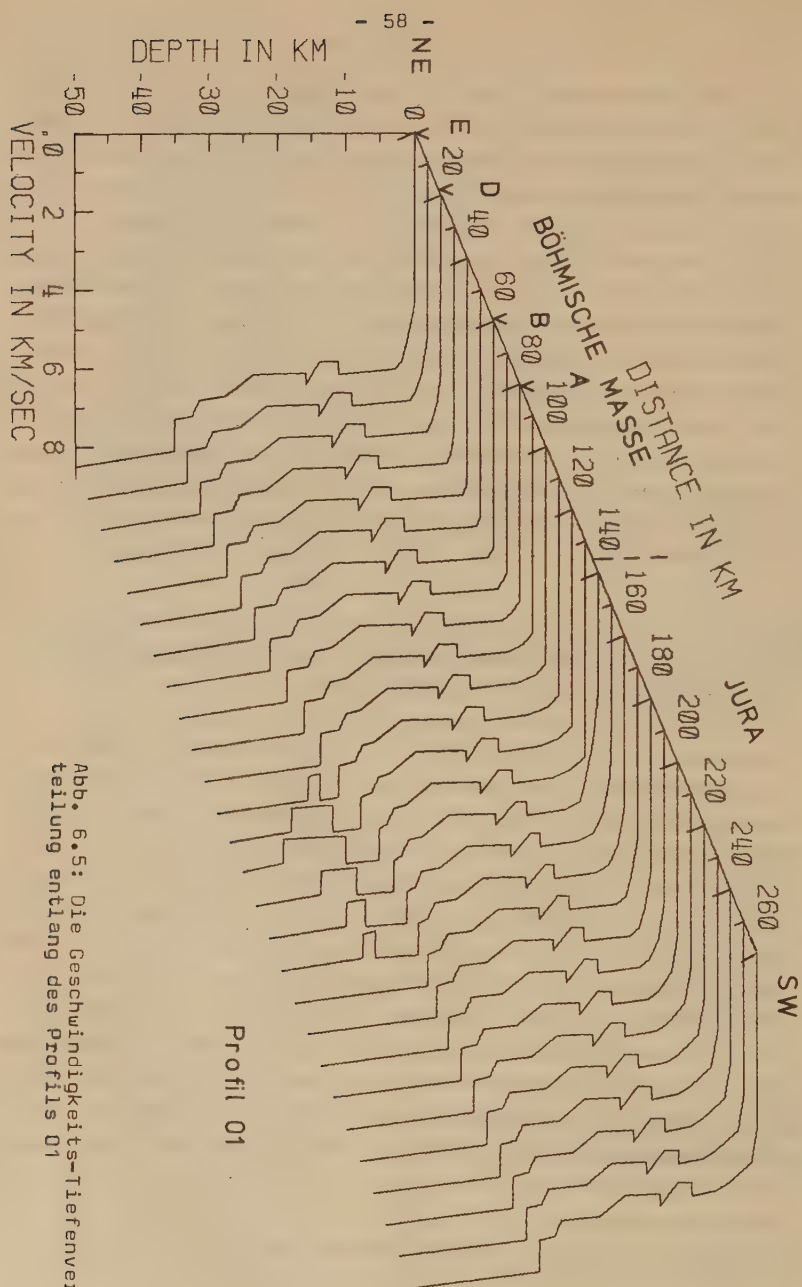


Abb. 6.5: Die Geschwindigkeits-Tiefenverteilung entlang des Profils 01

isotropie mit vertikaler Symmetrieachse, so könnte die Laufzeitverlängerung und auch die Durchschnittsgeschwindigkeit zum Teil damit erklärt werden. Bei Transversalisotropie mit vertikaler Symmetrieachse ist im allgemeinen die Geschwindigkeit der P-Wellen in horizontaler Ausbreitungsrichtung größer als in vertikaler. Strahlen mit steilerem Einfallswinkel haben dann einen größeren Anteil an der niedrigeren Geschwindigkeit in vertikaler Ausbreitungsrichtung. In der Refraktionsseismik erhält man jedoch nur die Geschwindigkeits-Verteilung in horizontaler Ausbreitungsrichtung und Durchschnittsgeschwindigkeiten aus schräg gelaufenen Strahlen. Da in der Zone niedriger Geschwindigkeit keine Scheitelpunkte von Strahlen liegen können und man somit aus Scheingeschwindigkeiten keine Informationen besitzt, kann nicht entschieden werden, ob nur eine echte isotrope Geschwindigkeitserniedrigung oder zusätzlich Transversalisotropie existiert.

Abb. 6.6 zeigt eine Geschwindigkeits-Tiefenfunktion, entnommen bei Modellkilometer 100, repräsentativ für den Westrand der Böhmisches Masse (Höhe der Bodenwöhrer Bucht) im Vergleich zur Geschwindigkeits-Tiefenfunktion, entnommen bei km 180, stellvertretend für den Krustenaufbau unter dem Jura. In der Unterkruste zeigen sich keine starken Änderungen in Profilrichtung. Lediglich in der Gesamtmächtigkeit der Kruste wurden Unterschiede gefunden, wobei die Kruste der Böhmisches Masse bis zu 3 km mächtiger ist.

Die Linse niedriger Geschwindigkeit von 7.6 km/s (vgl. Abb. 6.5) konnte durch die überlappenden Messungen gut lokalisiert werden. Bei Profil 01-A sind weder Versätze in der P_n -Phase noch spätere Einsätze in der Entfernung ab 150 km zu beobachten. Bei Profil 01-B liegen die Einsätze der P_n -Phase ebenfalls auf einer Geraden, jedoch kann ab km 180 mit einer Laufzeitverlängerung von 0.4 - 0.5 s gegenüber der P_n -Phase eine weitere Einsatzgruppe korreliert werden. Auf dem Profil Böhmisches SW (vgl. Abb. 1.1) wurde eine ähnliche Einsatzgruppe

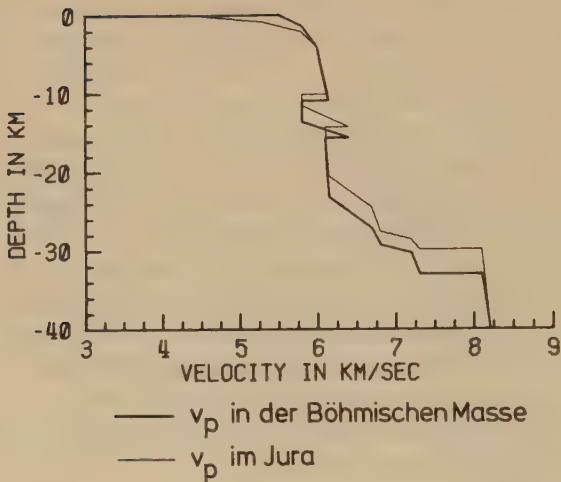


Abb. 6.6: Vergleich zweier Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen von Profil 01

beobachtet, die die P_n -Phase in der Entfernung größer als 300 km ablöst (EMTER, 1976). Diese Einsatzgruppe, von EMTER P_n' genannt, konnte durch einen starken Geschwindigkeitsanstieg in 55 km Tiefe erklärt werden. Die P_n' -Phase auf Profil Böhmischesbruck SW ist jedoch im Gegensatz zu Profil 01-B ab km 260 nicht mehr in geringeren Entfernungen zu korrelieren. Da zur Erklärung der P_n -Phasen der Profile 01-D und 01-E eine Linse niedriger Geschwindigkeit im oberen Mantel notwendig ist, ist es wahrscheinlich, daß die auf Profil 01-B beobachtete spätere Phase durch diese Linse bedingt ist. Vor allen Dingen ist es nicht möglich, in größerer Tiefe (etwa 55 km) eine weitere Diskontinuität einzuführen, weil diese den "normalen" P_n -Phasen in größerer Entfernung auf Profil 01-D und 01-E widersprechen würde. Eine Interpretation der auf Profil 01-B beobachteten späteren Phase aus dem oberen Mantel im Sinne der Interpretation der P_n' -Phase von EMTER scheidet deshalb aus.

Die Lage der Linse in Profilrichtung konnte ebenfalls gut lokalisiert werden, da sie sich bei dem gestaffelten Profil verschieden in den einzelnen Laufzeitkurven auswirkt. Sie wurde mit einer Ausdehnung von etwa 30 km und einer Mächtigkeit von 9 km unter dem Übergangsbereich von der Böhmisches Masse zur Süddeutschen Scholle lokalisiert. Die Lage dieser Linse niedriger Geschwindigkeit im oberen Mantel könnte mit Bewegungsvorgängen zwischen der Böhmisches Masse und der Süddeutschen Scholle zusammenhängen. Man darf sich jedoch keine größeren zusammenhängenden Schmelzen vorstellen, sondern vielmehr fein verteilte Teilschmelzen, z.B. an Kristallgrenzen, wobei die angenommene Geschwindigkeit von 7.6 km/s eine Durchschnittsgeschwindigkeit in diesem Gebiet darstellt.

6.3. Auswertung der Einsätze der Transversal-Wellen

Durch eine Auswertung der Transversal-Wellen-Einsätze wurde versucht, weitere Kenntnisse vom Aufbau der Kruste im Untersuchungsgebiet zu erhalten. Da auf dem gesamten Profil außer der Vertikalkomponente nur die Horizontalkomponente der Bodengewegung in Profilrichtung gemessen wurde (vgl. Kap. 2.2.), wird in diesem Abschnitt ausschließlich von SV-Wellen gesprochen. Alle Laufzeiten sind jetzt reduzierte Laufzeiten mit einer Reduktionsgeschwindigkeit von 3.5 km/s.

6.3.1. Erste Abschätzungen über die Geschwindigkeits-Verteilung der Transversal-Wellen

Die Seismogramm-Montagen der Transversal-Wellen von Profil 01 sind von sehr unterschiedlicher Qualität (vgl. Abb. 4.5 bis Abb. 4.8). Die Seismogramm-Montage von Profil 01-A läßt jedoch sichere Korrelation der S-Wellen-Einsätze aus der Kruste zu. Im ersten Schritt wurden die gesamten Laufzeiten der

P- und S-Wellen dieses Profils als Wadati-Diagramm für alle korrelierbaren Phasen gezeichnet (vgl. Abb. 6.7). Die Laufzeiten der P_g -, S_g - und der P_k -, S_k -Phase liegen sehr gut auf einer Geraden mit einer Steigung von 0.71, die durch den Nullpunkt der Achsen geht. Daraus ergibt sich ein v_p/v_s -Verhältnis von 1.71. Aus diesem v_p/v_s -Verhältnis wurde die Reduktionsgeschwindigkeit von 3.5 km/s für die S-Wellen-Montagen bestimmt. Der Zeitachsenmaßstab der S-Wellen-Montagen wurde gegenüber dem Zeitachsenmaßstab der P-Wellen-Montagen im gleichen Verhältnis verkürzt. Überträgt man die P-Wellen-Einsätze in cm gemessen direkt in die S-Wellen-Montagen, so muß bei dieser Darstellungsweise, mit richtig bestimmtem v_p/v_s -Verhältnis, die übertragene P-Wellen-Laufzeitkurve mit der korrelierten S-Wellen-Laufzeitkurve deckungsgleich sein.

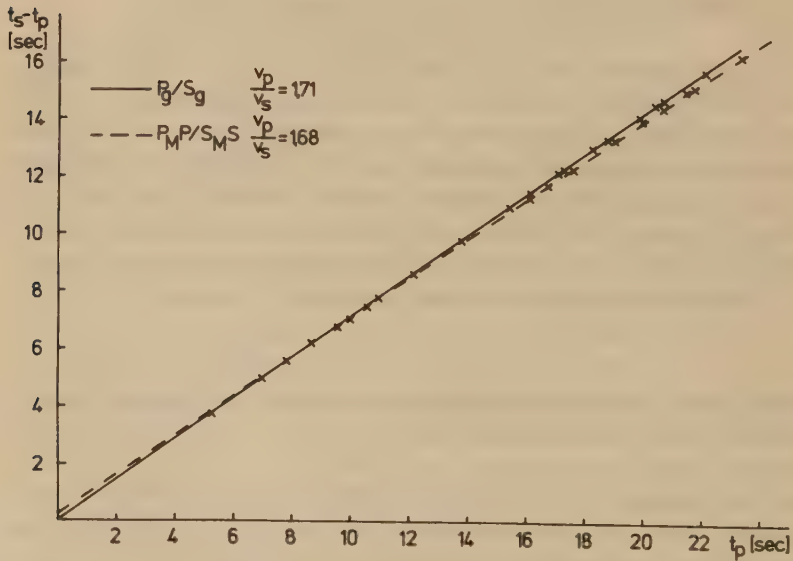


Abb. 6.7: Wadati-Diagramm für Profil 01-A

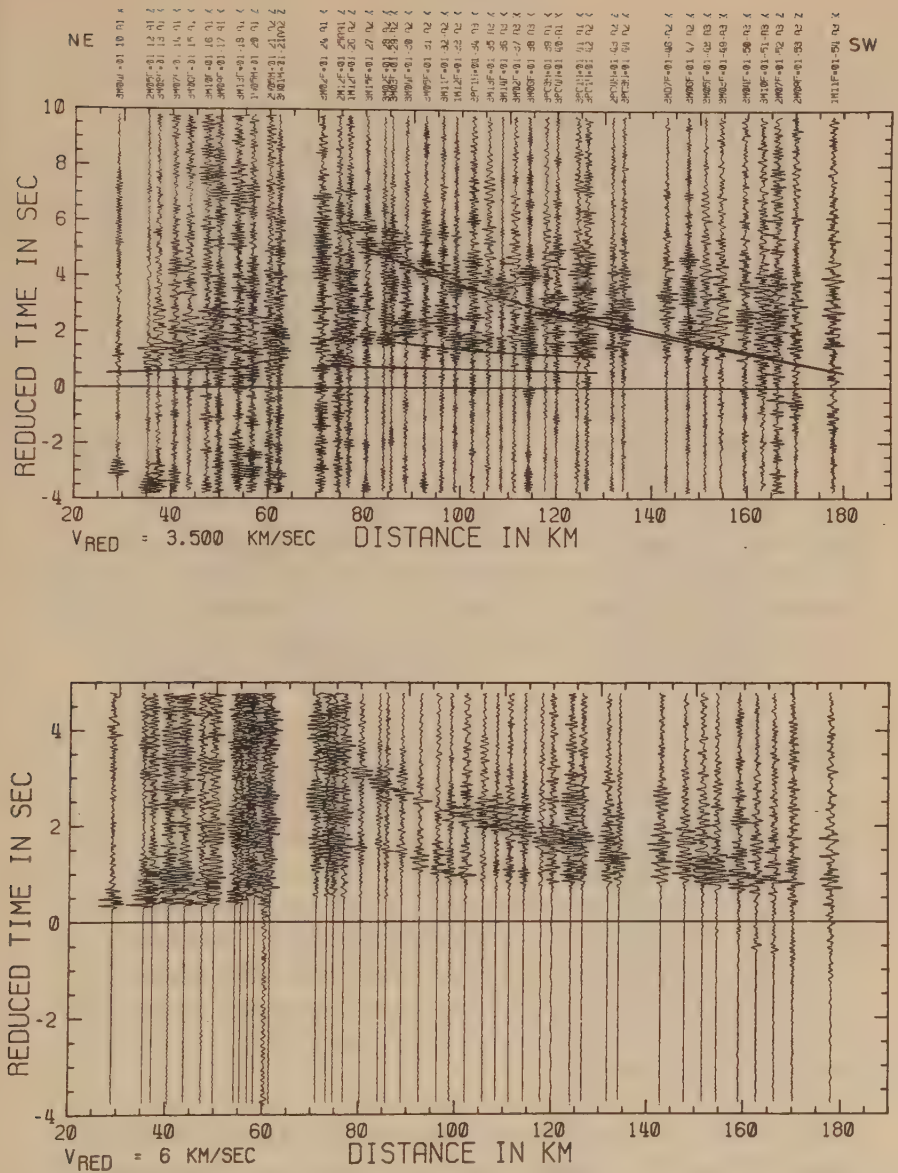


Abb. 6.8: Seismogramm-Montagen der Transversal- und Longitudinal-Wellen von Profil 01-A. Die korrelierten Einsätze der Longitudinal-Wellen (unten) sind in die Seismogramm-Montage der Transversal-Wellen übertragen (oben).

In Abb. 6.8 ist oben beschriebene Darstellungsweise gezeigt. Die Übertragenen Einsätze der P_g - und P_k -Phase korrelieren, wie bereits aus dem Wadati-Diagramm zu erwarten war, die S-Wellen-Einsätze der beiden Phasen. Die Übertragene $P_M P$ -Phase besitzt jedoch gegenüber der korrelierten $S_M S$ -Phase eine deutliche Laufzeitverlängerung bis zu 0.4 s. Dieses Ergebnis erwartet man bereits aus dem Wadati-Diagramm (vgl. Abb. 6.8); die gesamten Laufzeiten der $P_M P$ - und $S_M S$ -Phase liegen wieder auf einer Geraden, die jedoch nicht durch den Achsen-Nullpunkt geht und ein v_p/v_s -Verhältnis von 1.68 liefert. Da die S_g - und S_k -Phase durch ein konstantes v_p/v_s -Verhältnis von 1.71 erklärt werden kann, muß der Grund für die relative Verfrühung der $S_M S$ -Phase in Tiefen größer als 16 km zu suchen sein.

Bei Modell 01 wurde für die S-Wellen-Auswertung keine Änderung der geometrischen Modellparameter (Lage der Isolinien) vorgenommen, sondern lediglich die Geschwindigkeiten entsprechend den gefundenen v_p/v_s -Verhältnissen geändert.

6.3.2. Profil 01-A

Abb. 6.9 zeigt das Modell 01 mit den Geschwindigkeiten für die Transversal-Wellen, den Weg der Strahlen und die in die Seismogramm-Montage eingetragenen berechneten Laufzeiten. Die P-Wellen-Geschwindigkeiten wurden an allen Isolinien im Verhältnis 1.71 in S-Wellen-Geschwindigkeiten umgewandelt; nur in der Schicht zwischen 16 km und 23 km (am linken Modellrand) ist das v_p/v_s -Verhältnis auf 1.67 erniedrigt worden. Die $S_M S$ -Laufzeiten werden mit dieser Geschwindigkeits-Verteilung gut erklärt.

Das kleinere v_p/v_s -Verhältnis kann nur im erwähnten Tiefenbereich liegen, da in größerer Tiefe das v_p/v_s -Verhältnis in der Regel zunimmt (BIRCH, 1966; PRESS, 1966; ZSCHAU, 1969),

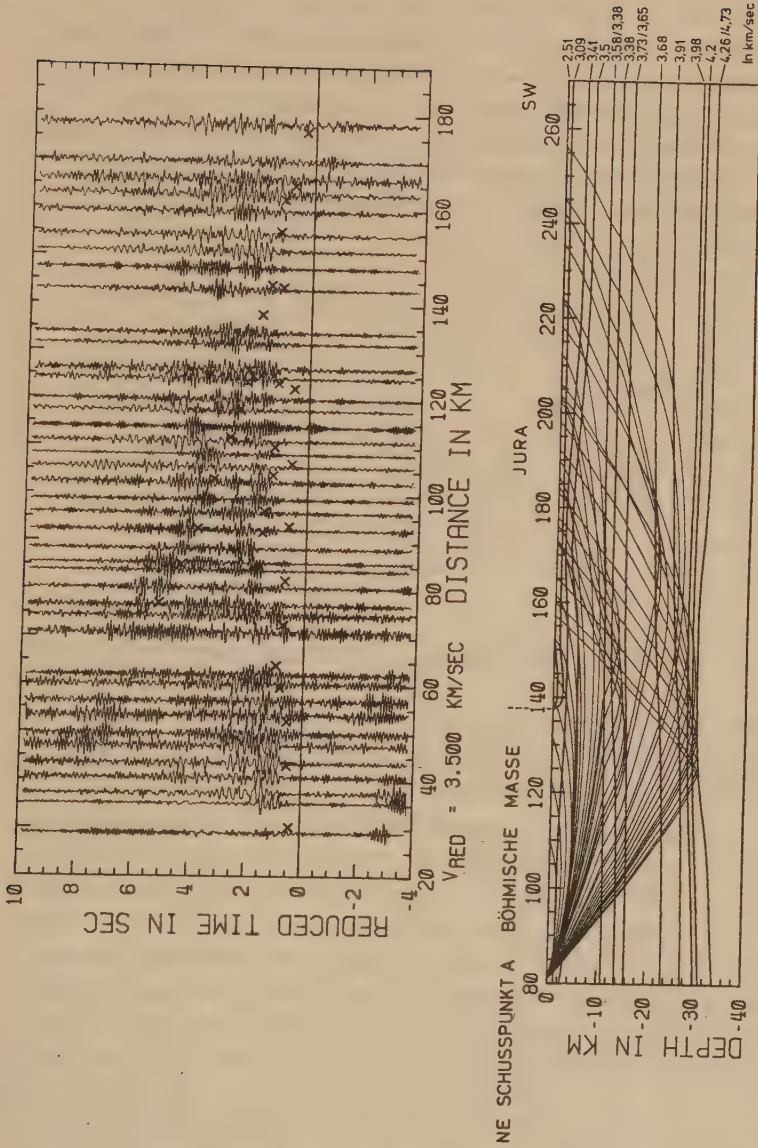


Abb. 6.9: Modell 01 und berechnete Laufzeiten für die Transversal-Wellen von Profil 01-A

wie auch durch Profil 01-A bestätigt wird (vgl. nächsten Abschnitt). FIELITZ (1976) und KERN (1979) haben die Longitudinal- und Transversal-Wellen-Geschwindigkeit in Granit bei konstantem Druck und zunehmender Temperatur im Laboratorium gemessen. Bei hohen Temperaturen (vgl. Abb. 6.10) nimmt die P-Wellen-Geschwindigkeit stark ab, während bei S-Wellen keine so große Geschwindigkeits-Erniedrigung zu beobachten ist.

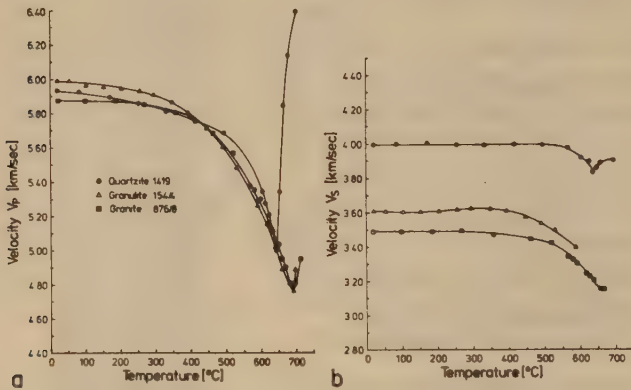


Abb. 6.10: Geschwindigkeiten der Longitudinal-Wellen (a) und der Transversal-Wellen (b), als Funktion der Temperatur, bei konstantem Druck von 2 kbar in Quarzit, Granit und Granulit (KERN, 1979)

Das Minimum der Wellengeschwindigkeiten bei hoher Temperatur ist auf die α - β Umwandlung des Quarzes im Granit bei hoher Temperatur zurückzuführen. KERN (1979) untersuchte zusätzlich den Einfluß des Druckes und beobachtete, daß sich die α - β Umwandlung des Quarzes im Granit bei höheren Drucken in Richtung höherer Temperatur verschiebt und absolut gesehen größere Wellengeschwindigkeiten gemessen werden. Bildet man aus den gemessenen Geschwindigkeiten das v_P/v_S -Verhältnis (siehe Abb. 6.11), so wird bei zunehmender Temperatur eine Abnahme des v_P/v_S -Verhältnisses deutlich. Die geringere Geschwindigkeitsabnahme der S-Wellen bei hohen Temperaturen in

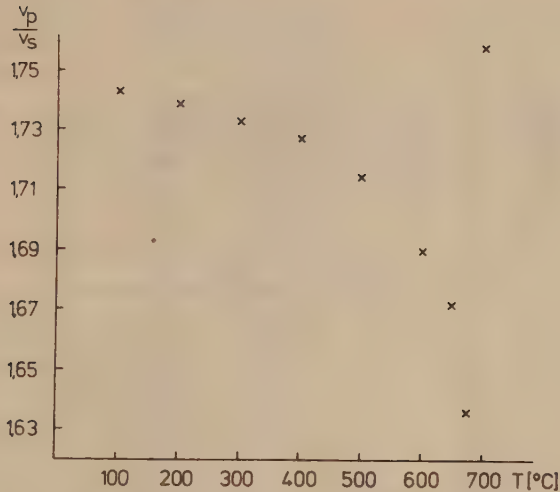


Abb. 6.11: v_p/v_s -Verhältnis von Granit, in Abhängigkeit von der Temperatur bei konstantem Druck von 4.2 kbar (nach FIELITZ, 1976)

quarzhaltigen Gesteinen könnte daher eine Erklärung für die relative Verfrühung der S_mS -Phase sein.

Bei Profil 01-A war es nicht möglich eine S_n -Phase eindeutig zu korrelieren. Abb. 6.12 zeigt berechnete S_n -Laufzeiten für Profil 01-A für zwei verschiedene v_p/v_s -Verhältnisse im oberen Mantel. Kürzere Laufzeiten ergeben sich bei der Verwendung eines v_p/v_s -Verhältnisses von 1.71 im oberen Mantel. Diese berechneten Laufzeiten lassen sich durch die gemessenen Daten belegen. Etwa 0.4 s später sind jedoch ebenso Einsätze zu erkennen, die besser als S_n -Phase gedeutet werden können. Aus der Modellrechnung ergibt sich dafür ein v_p/v_s -Verhältnis von 1.75 im oberen Mantel. Korrelationen außerhalb der beiden berechneten Laufzeitkurven scheiden aufgrund der Daten sicher aus. Obwohl die Einsätze der S_n -Phase nicht eindeutig korreliert werden können, kann man dennoch erkennen, daß das v_p/v_s -Verhältnis im oberen Mantel, wie auch in weiten Be-

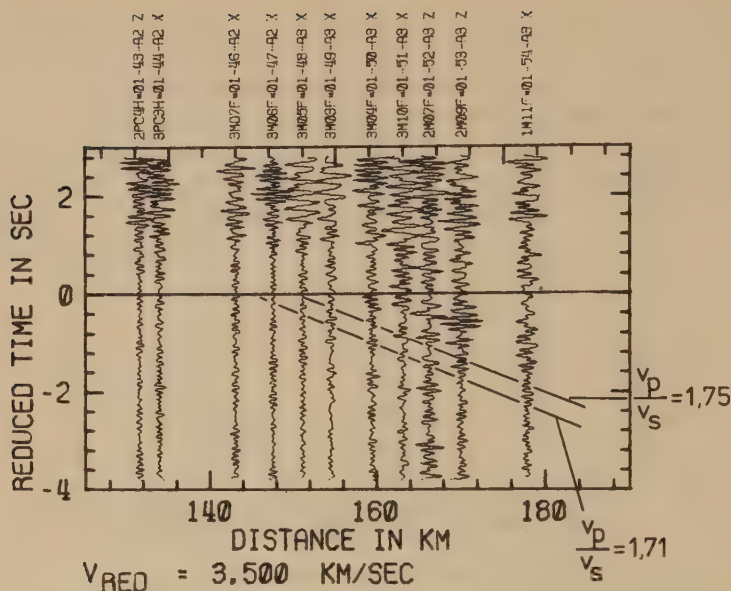


Abb. 6.12: Ausschnitt aus der Seismogramm-Montage der Transversal-Wellen von Profil 01-A, mit berechneten S_1 -Laufzeiten für zwei verschiedene v_p/v_s -Verhältnisse im oberen Mantel.

reichen der Kruste 1.71 ist oder allenfalls auf 1.75 zunimmt. Auf keinen Fall können die Daten durch ein v_p/v_s -Verhältnis kleiner als 1.71 im oberen Mantel erklärt werden.

6.3.3. Profil 01-B

Abb. 6.13 zeigt das Modell 01 berechnet für die Transversal-Wellen von Profil 01-B. In der Seismogramm-Montage von Profil 01-B (vgl. Abb. 4.6) kann man die beiden ersten Phasen, S_g und S_k , noch relativ gut korrelieren, während die Festlegung der S_M -Phase nicht mehr ohne weitere Informationen möglich ist. Da die beiden Schußpunkte A und B nur einen Abstand von 20 km haben und die S_g - und S_k -Phase von Profil 01-B

das gleiche v_p/v_s -Verhältnis wie auf Profil 01-A ergaben, wurde das Modell 01 mit der gleichen Geschwindigkeits-Verteilung für das Profil 01-B berechnet. Die S_g - und S_k -Phase wird gut angepaßt, und auch die berechnete $S_M S$ -Phase widerspricht nicht den gemessenen Daten (vgl. Abb. 6.13). Eine S_n -Phase oder spätere Einsätze in großen Entfernungen konnten nicht korreliert werden.

6.3.4. Profil 01-D und Profil 01-E

Bei Profil 01-D und Profil 01-E konnte ebenfalls keine S_n -Phase korreliert werden (siehe Abb. 4.7 und 4.8). Somit erhält man aus den Transversal-Wellen dieser beiden Profile keine weiteren Informationen über die Linse niedriger Geschwindigkeit im oberen Mantel. Teilschmelzen im oberen Mantel könnten ein Grund für das Fehlen der Transversal-Wellen und damit auch der S_n -Phase in geringerer Beobachtungsentfernung sein. Da aber auch in größerer Beobachtungsentfernung keine der zu erwartenden S_n -Einsätze zu korrelieren sind, ist eine Aussage über Teilschmelzen im oberen Mantel mit Hilfe der vorhandenen Registrierungen der Transversal-Wellen nicht möglich.

6.4. Diskussion der Transversal-Wellengeschwindigkeit auf Profil 01

Abb. 6.14 zeigt eine, bei Modellkilometer 130 entnommene, Geschwindigkeits-Tiefenfunktion der Transversal-Wellen, die zusammen mit der $1/\sqrt{3}$ -fachen Geschwindigkeits-Tiefenfunktion der Longitudinal-Wellen aufgetragen ist.

Für die oberen 16 km wurde ein konstantes v_p/v_s -Verhältnis von 1.71 gefunden. Um die relative Laufzeitverkürzung der $S_M S$ -Phase erklären zu können, mußte in einem isotropen Modell

zwischen 16 und 23 km Tiefe eine relative Geschwindigkeits-
erhöhung der S-Wellen angenommen werden. Es ergab sich hier
ein v_p/v_s -Verhältnis von 1.67. In den darunter liegenden
Schichten wurde wieder das v_p/v_s -Verhältnis von 1.71 be-
nutzt.

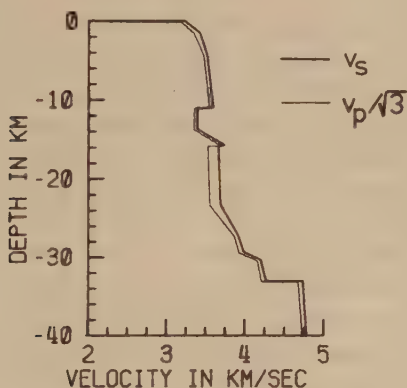


Abb. 6.14: Die Geschwindigkeits-Tiefenfunktion
der Transversal-Wellen von Profil 01, entnommen
bei Modellkilometer 130, im Vergleich zur
 $1/\sqrt{3}$ -fachen Geschwindigkeits-Tiefenfunktion der
Longitudinal-Wellen

In einem isotropen Modell mit granitischer Kruste kann dieses
niedrige v_p/v_s -Verhältnis durch den Quarzgehalt des Granits
erklärt werden, da bei Labor-Experimenten die S-Wellen-Ge-
schwindigkeiten mit zunehmender Temperatur im Vergleich zu
den P-Wellen-Geschwindigkeiten, bedingt durch den Quarzge-
halt des Gesteins, geringer erniedrigt werden (FIELITZ, 1976;
KERN, 1979).

Es ist aber auch möglich, daß die relative Laufzeitverkürzung
der S_M -S-Phase durch Transversalisotropie der Erdkruste ver-
ursacht wird, wie sie z.B. in Gneisen beobachtet wird (per.
Mitteilung, GEBRANDE, 1981). Bei Transversalisotropie mit
vertikaler Symmetrieachse (Schichtungsanisotropie) ist im

allgemeinen die Geschwindigkeit der Longitudinal-Wellen in vertikaler Ausbreitungsrichtung $v_{p\perp}$ kleiner als in horizontaler Ausbreitungsrichtung $v_{p\parallel}$. Bei SV-Wellen gibt es ebenso einen richtungsabhängigen Geschwindigkeitsunterschied, wobei jedoch gilt: $v_{s\perp} = v_{s\parallel}$. Das wiederum ergibt bei Vorhandensein von Schichtungsanisotropie: $\left(\frac{v_p}{v_s}\right)_{\perp} < \left(\frac{v_p}{v_s}\right)_{\parallel}$

HELBIG (1965) stellte unter anderem einen Kurvenkatalog für Wellenflächen in transversalisotropen Medien auf. Für gegen die Horizontale geneigte Ausbreitungsrichtung können die quasi-transversalen Wellenflächen sehr kompliziert werden. In erster Näherung kann man jedoch annehmen, daß die Erdkruste ein " Kreysches Medium " ist, d.h. daß sie aus einzelnen Schichten besteht, die in sich isotrop sind. In diesem Fall nimmt das v_p/v_s -Verhältnis bei gegen die Horizontale geneigter Ausbreitungsrichtung ab. Bei Vorhandensein von Schichtungsanisotropie könnte sich das geringere v_p/v_s -Verhältnis in gegen die Horizontale geneigter bis vertikaler Richtung auf die steil einfallenden Strahlen der $P_M P$ - und $S_M S$ -Phase auswirken. Da auf Profil 01 nur die Horizontalkomponente der Bodenbewegung parallel zur Profilrichtung registriert wurde und daher keine Angaben über SH-Wellen vorliegen, kann nicht eindeutig entschieden werden, ob hier tatsächlich Transversalisotropie existiert.

Es war auf dem gesamten Profil 01 nicht möglich, eine S_n -Phase eindeutig zu korrelieren. Bei Profil 01-A konnten jedoch zumindest Grenzen für die Korrelation der S_n -Phase angegeben werden. Daraus ergab sich im oberen Mantel, wie in weiten Bereichen der Kruste, ein v_p/v_s -Verhältnis von 1.71 oder allenfalls eine Zunahme bis auf 1.75. Eine Abnahme des v_p/v_s -Verhältnisses im oberen Mantel scheidet eindeutig aus.

7. Erläuterung des Modells 02 zu Profil 02-B

7.1. Auswertung der Einsätze der Longitudinal-Wellen

Das Profil 02-B befindet sich vollständig im Kristallin der Böhmisches Masse (siehe Abb. 2.1). Da dieses Profil, wie bereits erwähnt (vgl. Kap. 2.1.), eine Verlängerung des FENNOLORA-Profiles sein sollte, liegt der Schußpunkt B nicht in Verlängerung des Profils, sondern nordöstlich dazu. Aus diesem Grund konnten nicht alle Stationen auf einem Längsprofil ausgewertet werden. Die nordwestlichen Stationen des Profils liegen in einer Entfernung von etwa 45 km vom Schußpunkt B und wurden deshalb als Fächer interpretiert.

7.1.1. Der Fächer von Profil 02-B

Da die Stationen 15 -24a von Profil 02-B (vgl. Abb. 5.4) nicht genau 45 km vom Schußpunkt B entfernt liegen, sondern eine maximale Abweichung von ± 10 km zu dieser Entfernung besitzen, wurden die Seismogramme auf die Fächerentfernung projiziert und mit einer Reduktionsgeschwindigkeit von 6 km/s laufzeitmäßig korrigiert. Abb. 7.1 stellt die Seismogramm-Montage vom Fächer des Profils 02-B dar. In der Laufzeit zeigen sich Unterschiede bis zu 0.4 s, wie bereits aus der Oberflächen-Geologie zu erwarten ist (vgl. Abb. 5.4).

Zur Interpretation des Fächers müßte eine dreidimensionale Modellrechnung benutzt werden, die nicht zur Verfügung steht. Aus diesem Grund wurden Modell-Schnitte berechnet, die einen zweidimensionalen Ausschnitt des Fächermodells für einen bestimmten Teil des Fächers (Schußpunkt zu einer Station) darstellen.

Die nordwestlichen Stationen 22 - 24a (km -7 bis km -29) liegen weit im Gneis der Böhmisches Masse, während die Wellen

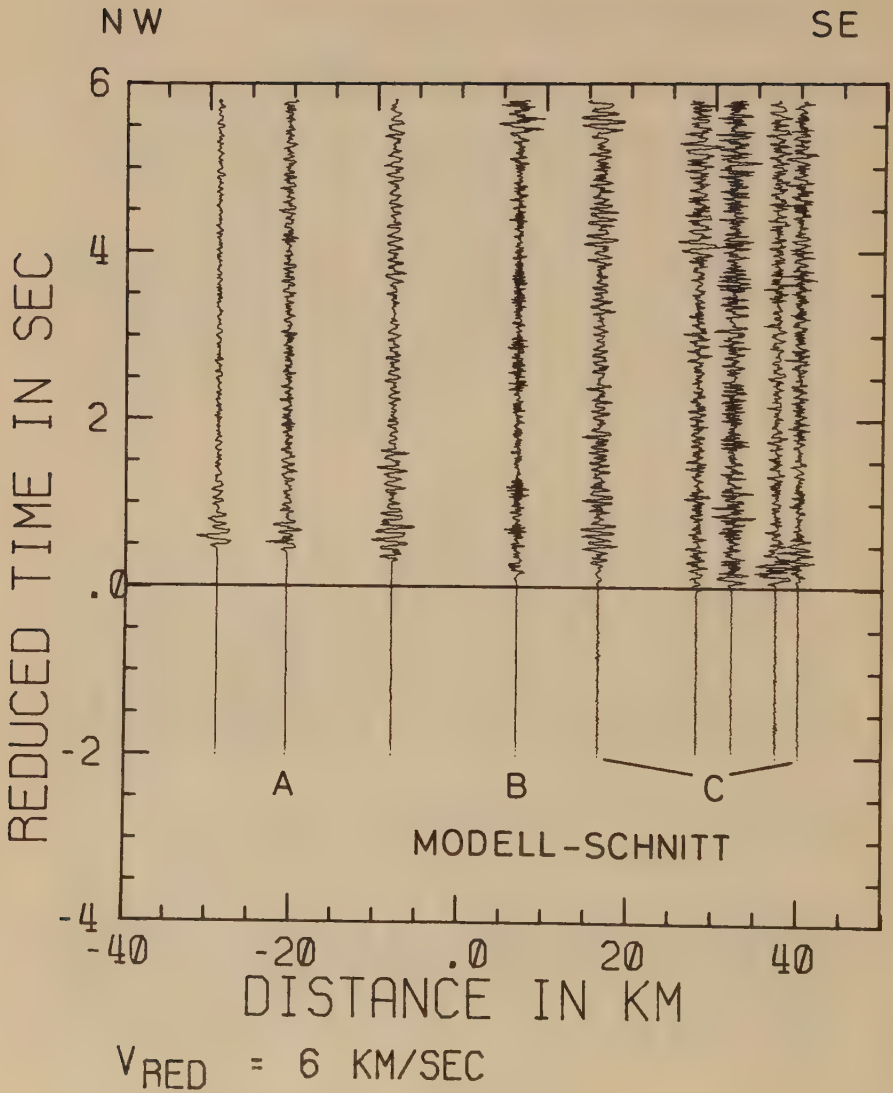
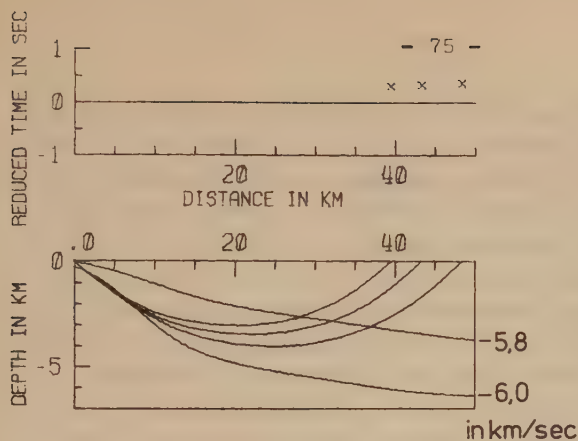
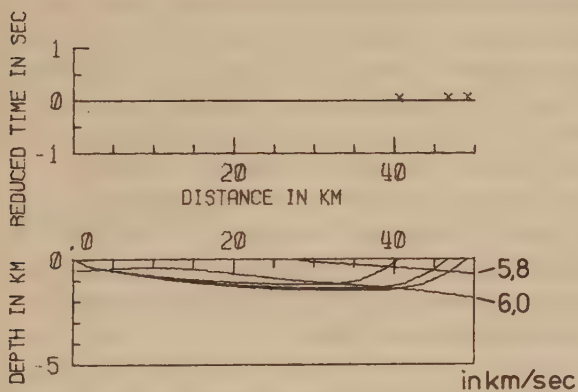


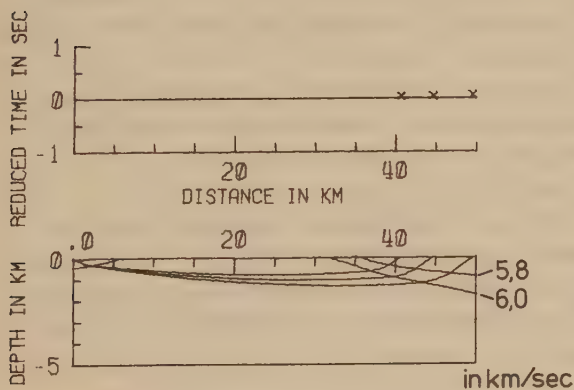
Abb. 7.1: Der Fächer von Profil 02-B in 45 km Entfernung vom Schußpunkt B



Modell-Schnitt A:
NW-Teil des Fächers,
Station 23 bei km -20



Modell-Schnitt B:
Mitte des Fächers,
Station 21 bei km 7



Modell-Schnitt C:
SE-Teil des Fächers,
Stationen 15 - 20
bei km 16 - 40

Abb. 7.2: Modell-Schnitte zum Fächer der nordwestlichen Stationen auf Profil 02-B

zu den südöstlichen Stationen den größten Teil ihres Weges durch Metabasite und Gabbros zurücklegen. Für den Fächer wurden drei repräsentative Modell-Schnitte berechnet: Schnitt A für die Station 23 bei km -20, Schnitt B für die Station 21 bei km 7 und Schnitt C für die Stationen 15 - 20 bei km 17 bis 40 (vgl. Abb. 7.1). Da das Profil 01-B (Böhmisches Masse - Jura) in 45 km Entfernung den Fächer schneidet (km 0 der Fächer-Montage), konnte das Modell 01 als Ausgangsmodell für die Erstellung der Fächer-Modell-Schnitte verwendet werden.

Abb. 7.2 zeigt die 3 Modell-Schnitte für den Fächer. Bei allen 3 Modell-Schnitten liegt eine nicht gezeichnete Isolinie mit einer Geschwindigkeit von 5.3 km/s in +1.2 km Höhe; man erhält damit eine sich kontinuierlich ändernde Oberflächen-Geschwindigkeit, da bei der Modellrechnung zwischen dieser Isolinie und der ersten Isolinie im Modell, welche nicht in konstanter Tiefe liegt, interpoliert wird (vgl. Anhang I). In 11 km Tiefe liegt eine Isolinie mit 6.14 km/s, ebenfalls entnommen aus Modell 01. Die Modell-Schnitte zur Interpretation des Fächers unterscheiden sich nur durch die Tiefenlage der 5.8- und 6.0 km/s-Isolinie.

Bei Modell-Schnitt A, NW-Teil des Fächers, tauchen die beiden Isolinien mit den Geschwindigkeiten 5.8 km/s und 6 km/s bereits wenige Kilometer von Schußpunkt B entfernt in Tiefen von 3 km bzw. 5 km ab. Somit durchqueren die Strahlen ein Gebiet mit Geschwindigkeiten von 5.4 km/s bis 5.9 km/s, repräsentativ für Granite und Gneise in geringen Tiefen (PRESS, 1966). Es ergibt sich eine reduzierte Laufzeit von 0.35 s.

Bei Modell-Schnitt B, Mitte des Fächers (Station 21), liegen die beiden Isolinien in Tiefen von 0.5 km bzw. 1 km. Die Strahlen durchqueren hier bereits ein Gebiet höherer Geschwindigkeit - NW-Teil des Gabbro-Komplexes - und haben eine reduzierte Laufzeit von 0.07 s.

Beim SE-Teil des Fächers, Modell-Schnitt C, durchqueren die Strahlen bis km 37 ein Gebiet mit der Geschwindigkeit von 6 km/s, Metabasite und Gabbros. Die Isolinie mit der Geschwindigkeit von 5.8 km/s spielt erst ab dieser Entfernung eine Rolle, da erst ab km 37 an der Oberfläche Gneis ansteht. Die Stationen 15 - 20 bei km 17 bis 40 haben eine reduzierte Laufzeit von 0.0 s; der Modell-Schnitt C findet deshalb für alle diese Stationen seine Anwendung.

Aus den 3 Modell-Schnitten des Fächers wird deutlich, daß sich die Geschwindigkeit längs des Fächers von NW nach SE von der Oberfläche bis in etwa 4 km Tiefe allmählich erhöht, d.h. die reduzierte Laufzeit nimmt ab. Vergleicht man das Ergebnis der Modellrechnung mit der Oberflächen-Geologie (siehe Abb. 5.4), so wird eine gute Übereinstimmung erzielt.

7.1.2. Profil 02-B

Abb. 7.3 zeigt das Modell 02, den Weg der Strahlen und die berechneten Laufzeiten, die in die Seismogramm-Montage von Profil 02-B eingetragen sind. Zur Erstellung dieses Modells wurden Isolinien mit den gleichen Geschwindigkeiten wie bei Modell 01 gewählt; lediglich die Tiefenlage der Isolinien wurde entsprechend verändert. Auf diese Weise erhält man einen besseren Vergleich der beiden Modelle.

In der Seismogramm-Montage haben die Stationen 20 - 16 zwischen km 41 und km 50 eine etwas geringere reduzierte Laufzeit, 0.0 s bis -0.05 s, als ihre Nachbarstationen mit der reduzierten Laufzeit von 0.05 s. Diese Variation der Laufzeit wurde im Modell nicht berücksichtigt, da sie auf die Lage der Stationen zum Schußpunkt B zurückzuführen ist (die Stationen sind ein Teil des im vorhergehenden Abschnitts besprochenen Fächers).

Bei Modell 02 beträgt die Geschwindigkeit an der Oberfläche be-

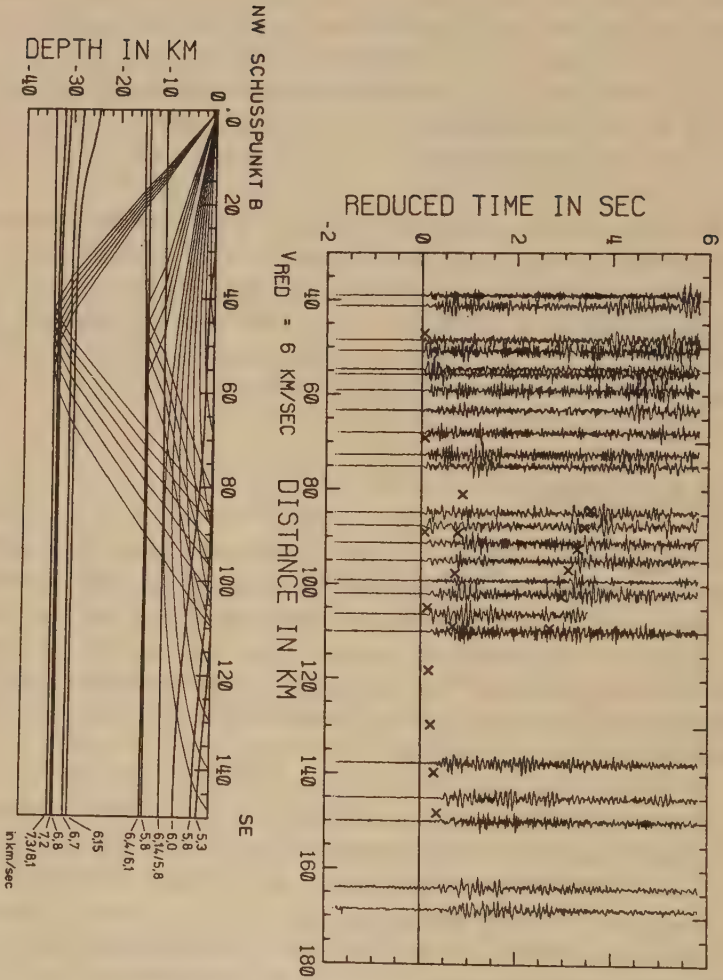
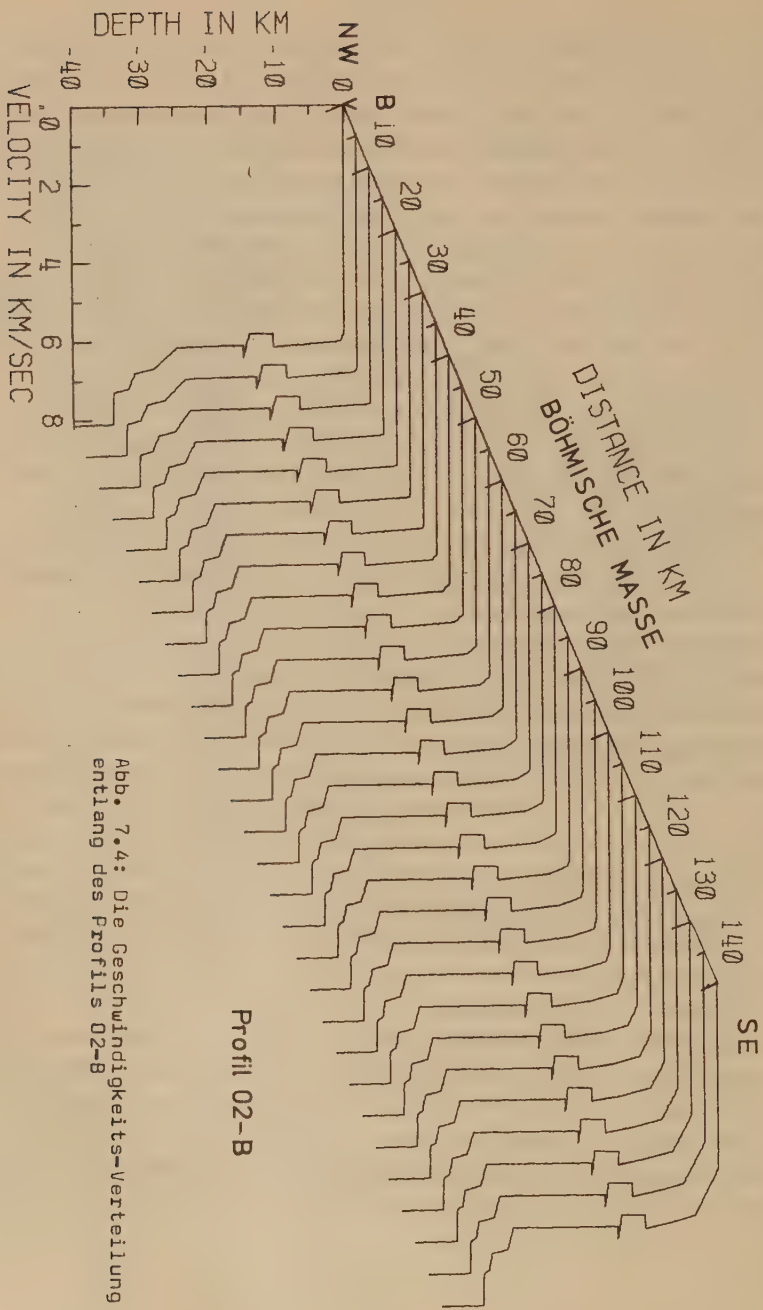


Abb. 7.3: Modell 02 und berechnete Laufzeiten für die longitudinal-
Wellen von Profil 02-8

reits wenige Kilometer hinter Schußpunkt B 6 km/s und nimmt ab 35 km Entfernung allmählich bis auf 5.5 km/s ab. Auf diese Weise wurde der Übergang der Metabasite und Gabbros zum Gneis und ab km 120 zum Granit der Böhmisches Masse modelliert. In einer Tiefe von 11 km war auch bei Modell 02 eine Zone erniedrigter Geschwindigkeit von 5.8 km/s notwendig, um die Laufzeit der P_k -Phase erklären zu können. Die Scheitelpunkte der dazugehörigen Strahlen liegen in einer Zone mit starkem positiven Gradienten, in der die Geschwindigkeit von 5.8 km/s auf 6.4 km/s steigt, in einer Tiefe zwischen 14 und 15.5 km.

Ab der Tiefe von 15.5 km ist es möglich, ein Modell mit horizontaler Schichtung für den Untergrund zu berechnen, das den $P_M P$ -Laufzeitast erklärt, der hier nur zwischen km 85 und km 110 beobachtet wurde. Da die Geschwindigkeits-Verteilung unter Schußpunkt B jedoch aus Modell 01 bekannt ist, wurde die Tiefenlage der Isolinien im Modell 02 unter Schußpunkt B dem Modell 01 unter Schußpunkt B angepaßt. Die nicht horizontale Schichtung im Modell 02 zwischen Entfernungskilometer 0 und 30 kann durch Profil 02-B alleine nicht nachgewiesen werden. Durch diese Anpassung wird deutlich, daß die Unterkruste von Profil 02-B erhebliche Unterschiede zu Profil 01-B aufweist. Für die gesamte Kruste ergab sich eine niedrigere Durchschnittsgeschwindigkeit von 6.2 km/s. Es war daher eine mächtige Schicht zwischen 15.5 km und 29 km Tiefe mit einer Geschwindigkeit von 6.15 km/s notwendig. Innerhalb der darunterliegenden Schichten (5 km) nimmt die Geschwindigkeit rasch auf 7.3 km/s zu. In 34 km Tiefe liegt die Mohorovičić-Diskontinuität mit einem Geschwindigkeitssprung von 7.3 km/s auf 8.1 km/s.

Abb. 7.4 stellt die Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen perspektivisch in einem Abstand von 5 km entlang des Profils 02-B dar. Man erkennt deutlich, daß sich die Kruste zwar nicht in ihrer Mächtigkeit jedoch in ihrer Geschwindigkeits-Verteilung in den ersten 30 Entfernungskilometern nach SE ändert. Die Zone erniedrigter Geschwindigkeit von 5.8 km/s zwischen 11 und 14 km



Tiefe ist notwendig, da ein Versatz zwischen der P_g - und P_k -Laufzeitkurve beobachtet wird, könnte jedoch ebenso wie bei Modell 01 teilweise durch Transversalisotropie erklärt werden. Da die Ausbildung und Mächtigkeit dieser Zone erniedrigter Geschwindigkeit bei beiden Modellen - Modell 01 und 02 - identisch ist, wäre gegebenenfalls mit dem gleichen Anisotropiefaktor zu rechnen. Ob aber hier tatsächlich Transversalisotropie existiert, kann ebenso wenig wie bei Modell 01 entschieden werden.

7.2. Einsätze der Transversal-Wellen von Profil 02-B

Auf Profil 02-B wurden an allen Stationen die Horizontalkomponente parallel zur Profilrichtung, an einigen auch beide Horizontalkomponenten der Bodenbewegung registriert. Im Kapitel 4, Abb. 4.11 werden die Seismogramm-Montagen der S-Wellen von Profil 02-B gezeigt.

Leider war es nicht möglich, S-Wellen-Einsätze über einige Seismogramme zu korrelieren. Selbst der Ersteinsatz der Transversal-Wellen war nicht eindeutig festzulegen. Der Grund für den schlechten Empfang der S-Wellen muß in der Sprengung am Schußpunkt B selbst zu suchen sein, also in der Anregung. An diesem Schußpunkt wurde dreimal gesprengt und das Profil anschließend zusammengesetzt. Die Qualität der S-Wellen-Einsätze ist bei den Registrierungen der drei Sprengungen nicht gleich. Auf eine Auswertung der Transversal-Wellen von Profil 02-B wurde ganz verzichtet.

8. Erläuterung des Modells zu Profil Boubin Süd

Die Auswertung des Profils Boubin Süd bereitete große Schwierigkeiten, weil der $P_M P$ -Laufzeitkurvenast (Reflexion an der Krusten-Mantel-Grenze) ab km 140 nicht mehr zu korrelieren ist (vgl. Abb. 4.12). Das Fehlen dieser Einsatzgruppe ist jedoch nicht auf die Qualität der Daten zurückzuführen, sondern muß in der Ausbildung der Krusten-Mantel-Grenze zu suchen sein. Die beiden beobachteten Einsatzgruppen - P_g - und P_k - Phase - geben nur einen Aufschluß über den Aufbau der oberen 17 km der Kruste. Um die gesamte Seismogramm-Montage, also auch die beobachtete P_n -Phase und den Anfangsteil der $P_M P$ -Phase auswerten zu können, mußten bestehende Modelle vom gleichen Schußpunkt und kreuzenden Profilen herangezogen werden.

In Abb. 1.1 ist die Lage des Profils Boubin SW (MILLER, GEBRANDE, 1976) eingetragen. Da bei beiden Profilen am gleichen Schußpunkt gesprengt wurde und der Abstand der beiden Profile am Rand der Böhmisches Masse nur 60 km beträgt, muß das Modell Boubin SW mit dem Modell Boubin Süd unterhalb des Schußpunktes und den ersten Kilometern in Profilrichtung übereinstimmen. Abb. 8.1 zeigt die Lage der beiden anderen Profile, deren Modelle als Stütz-Modelle verwendet wurden: Profil 07-D (DOBLER, 1981) und Profil 04-D (MILLER, GEBRANDE, SCHMEDES, 1977) in den Alpen. Profil 07-D schneidet das Profil Boubin Süd bei km 145 und Profil 04-D bei km 215.

Abb. 8.2 zeigt das Modell Boubin Süd, den Weg der Strahlen und die berechnete Laufzeitkurve, eingetragen in die Seismogramm-Montage. Bis km 80 befindet sich das Profil in den Gneisen und Graniten der Böhmisches Masse; hier wurde eine Oberflächen-Geschwindigkeit von 5.8 km/s gewählt. Anschließend überquert das Profil das Molassebecken mit einer Oberflächen-Geschwindigkeit von 2.2 km/s. Als maximale Mächtig-

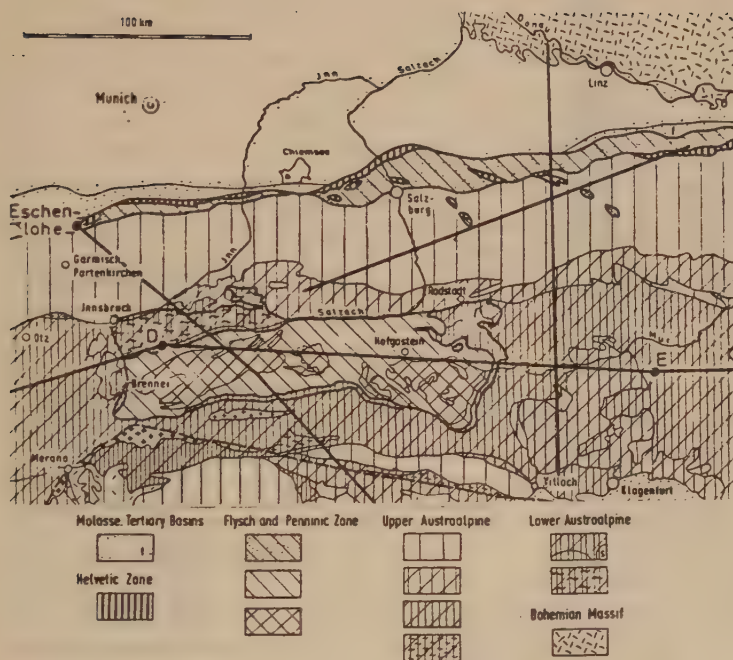


Abb. 8.1: Lageplan des Profils Boubin Süd und der beiden kreuzenden Profile 07-D und 04-D (Ausschnitt nach MILLER, GEBRANDE, SCHMEDES, 1977; Geologische Karte nach BÜGEL aus ANGENHEISTER et al, 1972; für eine detaillierte Legende zur Geologie siehe zitierte Arbeit)

keit ergab sich für das Molassebecken 2 km. Die Flyschzone wurde nicht berücksichtigt, da sich die Sedimente des Molassebeckens in ihrer Geschwindigkeit wenig vom Flysch unterscheiden. An der Unterkante des Beckens beträgt die Geschwindigkeit 4.6 km/s und ändert sich sprunghaft auf 5.8 km/s für das darunterliegende Kristallin.

Ab km 138 stehen die Kalkalpen mit einer Mächtigkeit von 3.5 km an und einer Geschwindigkeit von 6.5 km/s (WILL, 1975) in dieser Tiefe; als Oberflächen-Geschwindigkeit wurde 5.6 km/s

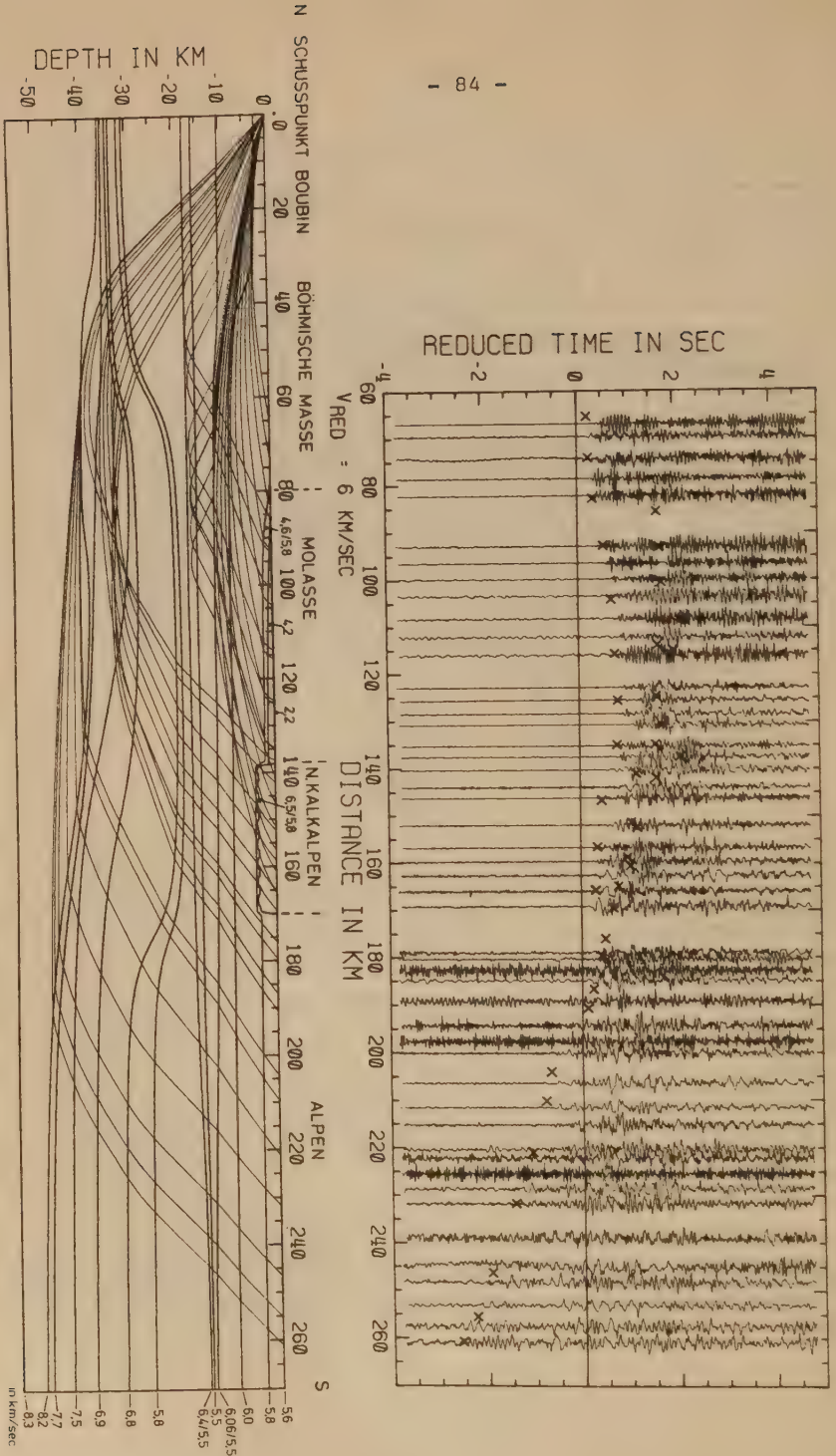


Abb. 8.2: Modell und berechnete Laufzeiten für die longitudinal-Wellen von Profil Boubin Süd

(DOBLER, 1981) gewählt. Im Gegensatz zu Profil 07-D konnten auf Profil Boubin Süd Einsätze der P_g - und der P_k -Phase in den Kalkalpen beobachtet werden. Die Kalkalpen stellen also für dieses Profil keine Schattenzone dar. Auch auf dem Profil 08/Nord-E des Projektes Alpenlängsprofil, das ebenfalls senkrecht zu der Streichrichtung der Kalkalpen liegt, konnten Einsätze der P_g -Phase in den Kalkalpen festgestellt werden (DOBLER, 1981). Da die Kalkalpen mit ihrer relativ hohen Geschwindigkeit an ihrer Unterkante auf Schichten niedrigerer Geschwindigkeit liegen, würden bei einer glatten Diskontinuität Strahlen mit flachem Einfallswinkel, wie bei der P_g - und P_k -Phase, reflektiert und keine Einsätze in den Kalkalpen zu beobachten sein. Würde die Unterkante der Kalkalpen eine wellige Struktur besitzen, so könnten durchaus Einsätze in den Kalkalpen zu beobachten sein. Diese wellige Struktur ("Wellblech") muß jedoch dann in Streichrichtung der Kalkalpen liegen, d.h. die " Berge und Täler " dieser Wellen streichen in EW-Richtung. Diese Struktur würde dem Fehlen von Einsätzen z.B. auf Profil 07-D nicht widersprechen, da dieses nicht senkrecht zu den Wellen liegt. Für ein Profil, das parallel oder schräg zum Streichen der Kalkalpen liegt, bliebe die Unterkante der Kalkalpen weiterhin eine glatte Diskontinuität, die für das Fehlen der Einsätze verantwortlich ist. Im Modell wurde diese Struktur durch steile, rasch aufeinanderfolgende Flexuren dargestellt (vgl. Abb. 8.2). Mit dieser Modellannahme konnte die gemessene P_g -Laufzeitkurve gut erklärt werden.

Zur Erklärung der Laufzeitkurve der P_k -Phase war in 11 km Tiefe wie bei Modell 01 und 02 eine Zone erniedrigter Geschwindigkeit notwendig. Die Scheitelpunkte der Strahlen liegen hier in einer Tiefe von 16 bis 18 km, wieder in einer Zone mit starkem positiven Gradienten. Aufgrund der geringeren Durchschnittsgeschwindigkeit von 5.75 km/s bis in diese Tiefe war bei Profil Boubin Süd eine mächtigere Zone, 5 km, mit geringerer Geschwindigkeit, 5.5 km/s, als bei Modell 01

und O2 notwendig. Würde man hier Transversalisotropie annehmen, so muß in diesem Bereich der Böhmisches Masse (südlicher Böhmerwald) der Anisotropiefaktor wesentlich größer sein. Die Geschwindigkeitserniedrigung in der oberen Kruste kann jedoch ebenso wenig wie bei Profil O1 und Profil O2-B nur durch Transversalisotropie erklärt werden, da hier wieder ein Versatz zwischen der P_g - und der P_k -Laufzeitkurve beobachtet wurde.

Da das Modell Boubin Süd bis in 18 km Tiefe und für die ersten 80 Profilkilometer mit dem Modell Boubin SW übereinstimmt, wurde für die weitere Modellrechnung das Modell Boubin SW bis in die Tiefe der Krusten-Mantel-Grenze übernommen. Bei Profil Boubin Süd konnte jedoch im Gegensatz zu Profil Boubin SW, das eine sehr gut ausgeprägte $P_M P$ -Phase besitzt, keine $P_M P$ -Phase bis in die kritische Entfernung korreliert werden. Aus diesem Grund konnte für die Krusten-Mantel-Grenze nicht die Diskontinuität von 7.7 km/s auf 8.2 km/s übernommen werden. An Stelle dieser Diskontinuität wurde ab 34 km Tiefe eine 4 km mächtige Übergangszone für die Krusten-Mantel-Grenze angenommen, in der die Geschwindigkeit kontinuierlich von 7.7 km/s auf 8.2 km/s zunimmt.

Für den Aufbau und die Mächtigkeit der Kruste unter Profilkilometer 140 konnte die Geschwindigkeits-Verteilung von Profil O7-D übernommen werden, da sich hier die beiden Profile schneiden. Mit diesen Modellannahmen wird die gemessene Laufzeitkurve der $P_M P$ -Phase zwischen km 190 und km 135 gut erklärt, während in geringerer Beobachtungsentfernung keine Einsätze aus der Unterkruste eintreffen.

Für die Interpretation der P_n -Phase zwischen km 200 und km 260 wurde die Geschwindigkeits-Verteilung des Profils O4-D (MILLER, GEBRANDE, SCHMEDES, 1977) übernommen. Da bei diesem Verfahren der Modellrechnung die Isolinien vom linken bis zum rechten Modellrand definiert sein müssen (vgl. Kap.5.2.)

sind die Geschwindigkeiten an den Isolinien bereits vorgegeben und die Zone erniedrigter Geschwindigkeit in der oberen Kruste auch unter den Alpen vorhanden. Aus den Daten des Profils Boubin Süd kann jedoch nichts über deren Existenz in diesem Gebiet ausgesagt werden. In dem Teil des Modells zwischen km 180 und km 260 durchqueren die Strahlen beinahe geradlinig die einzelnen Schichten, wobei nur noch die Durchschnittsgeschwindigkeit der gesamten Schichten eine Rolle spielt. Aus diesem Grund wurde das Modell Boubin Süd in dem Bereich zwischen km 180 und km 260 lediglich an die Gesamtmächtigkeit der Kruste - 49 km bei Profilkilometer 215 - und an die gesamte Durchschnittsgeschwindigkeit der Schichten, 6.2 km/s für den vertikal gelaufenen Strahl, von Profil 04-D angepaßt. Die Tiefenlage der Geschwindigkeiten stimmt also nicht exakt mit dem Modell von Profil 04-D überein. Es ist hier z.B. auf die Zone niedriger Geschwindigkeit von 6.3 km/s in einer Tiefe zwischen 41 und 45 km verzichtet und die Durchschnittsgeschwindigkeit an anderer Stellen angeglichen worden.

Abb. 8.3 zeigt die Geschwindigkeits-Verteilung von Profil Boubin Süd alle 10 km in perspektivischer Darstellung. Hier muß noch einmal ausdrücklich darauf hingewiesen werden, daß durch die gemessenen Daten von Profil Boubin Süd nur die Geschwindigkeits-Verteilung in den oberen 18 km Tiefe und bis Profilkilometer 160 nachgewiesen werden kann (siehe auch Abb. 8.2, Weg der Strahlen der P_g - und der P_k -Phase). Die Geschwindigkeits-Verteilung in der Unterkruste bis Profilkilometer 160 und der gesamten Kruste in den Alpen ist durch die Verbindung der Geschwindigkeits-Tiefenverteilung dreier Modelle (Profil 07-D, Profil 04-D und Profil Boubin SW) entstanden. Mit Hilfe des Profils Boubin Süd kann nur noch eine Aussage über die Ausbildung der Krusten-Mantel-Grenze gemacht werden. Da hier keine korrelierbaren Reflexionen an der Krusten-Mantel-Grenze beobachtet werden, kann sie nicht als glatte Diskontinuität ausgebildet sein. In dem vorge-

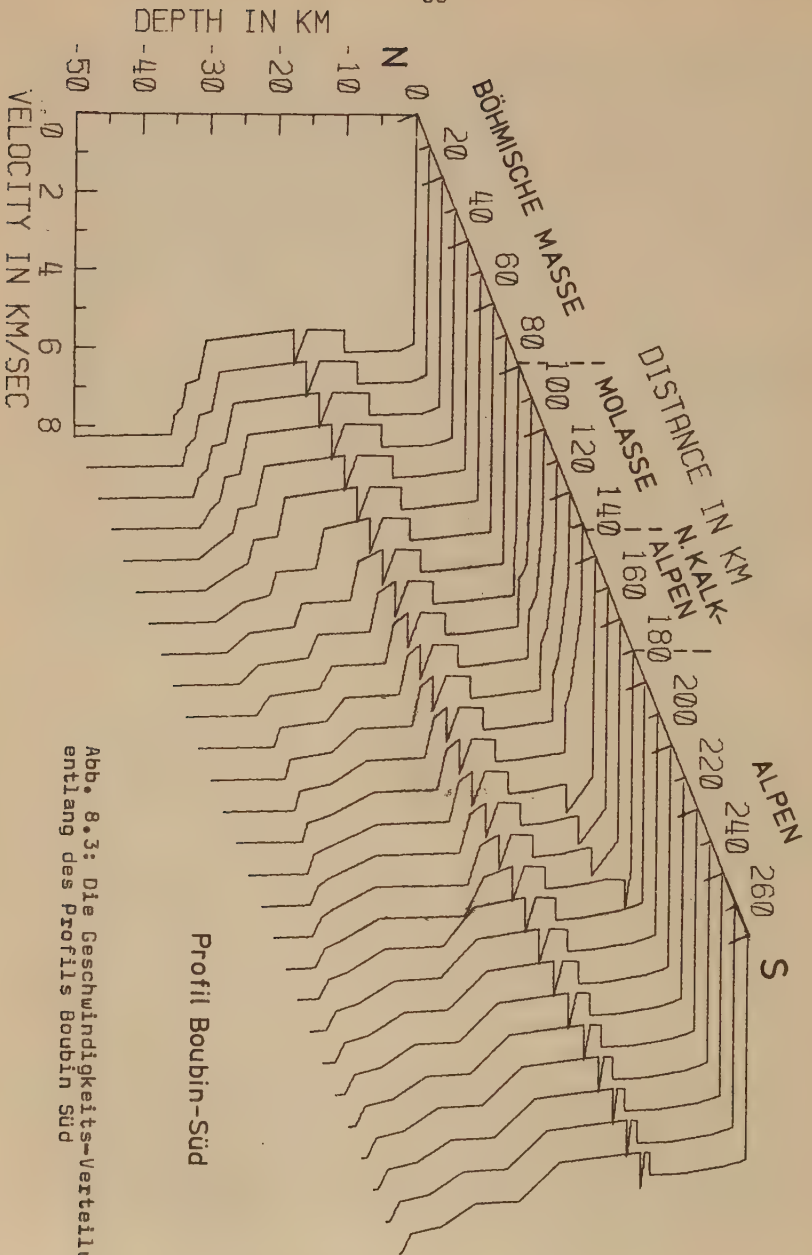


Abb. 8.3: Die Geschwindigkeits-Verteilung entlang des Profils Boubin Süd

stellten Modell wurde die Krusten-Mantel-Grenze als 4 km breite Übergangszone modelliert. Die Unkorrelierbarkeit der $P_M P$ -Laufzeitkurve in Entfernungen geringer als 140 km könnte eventuell ebenso durch eine stark zerbrochene Mohorovičić-Diskontinuität erklärt werden. In diesem Fall würden Reflexionen an der Diskontinuität zu beobachten sein, doch haben diese sehr unterschiedliche Laufzeiten und die Einsätze sind nicht als durchgehende Kurve zu korrelieren.

Der Grund für die unterschiedliche Ausbildung der Krusten-Mantel-Grenze bei Profil Boubin SW und Profil Boubin Süd ist durch die Oberflächen-Geologie in der Böhmisches Masse (THIELE, FUCHS, 1965), z.B. großangelegte Störungen, nicht zu erkennen. Die Scheitelpunkte der Strahlen der $P_M P$ -Phase beider Profile würden nur in einem Abstand von 45 km noch innerhalb der Böhmisches Masse liegen. Es ist fraglich, ob die Alpen einen Einfluß auf den unterschiedlichen Aufbau der Krusten-Mantel-Grenze genommen haben, da die Entfernung der Kalkalpen zum Rand der Böhmisches Masse bei Profil Boubin SW 95 km beträgt, bei Profil Boubin Süd nur 40 km. Aus den vorhandenen Messungen ist jedoch keine Aussage über die Ursache der nicht deutlich ausgeprägten Krusten-Mantel-Grenze bei Profil Boubin Süd möglich.

Dichte Fächerbeobachtungen in etwa 80 km Entfernung (kritische Entfernung) vom Schußpunkt Boubin, die die beiden Profile Boubin SW und Boubin Süd verbinden, könnten einen Aufschluß über den Beginn der schlecht ausgeprägten Krusten-Mantel-Grenze in EW-Richtung geben. Gestaffelte Längsprofile im Entfernungsbereich zwischen 40 und 60 km senkrecht zum Profil Boubin Süd würden erkennen lassen, ob die Unkorrelierbarkeit der Einsätze der $P_M P$ -Phase nur in NS-Richtung existiert. In diesem Entfernungsbereich liegen die Scheitelpunkte der reflektierten Strahlen der $P_M P$ -Phase von Profil Boubin SW. Diese Messungen könnten klären, ob die Krusten-Mantel-Grenze nur in NS-Richtung zerbrochen ist, z.B. als Staffelbruch, denn in diesem Fall müßten Einsätze der $P_M P$ -Phase auf den senkrecht gelegenen Profilen zu beobachten sein.

9. Vergleich der Ergebnisse der ausgewerteten Profile

In diesem Kapitel wird abschließend ein Vergleich der Modelle der 3 refraktionsseismischen Profile vorgenommen und ihr Beitrag zum bisher bekannten Aufbau der Erdkruste im Meßgebiet untersucht.

Abb. 9.1 zeigt die Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen der Profile 01-B (Böhmisches Massiv - Jura), 02-B (Bayerischer Wald - Linz) und Boubin Süd in einem Abstand von 45 km zum jeweiligen Schußpunkt. Alle 3 Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen sind repräsentativ für die verschiedenen Gebiete der Böhmisches Massiv.

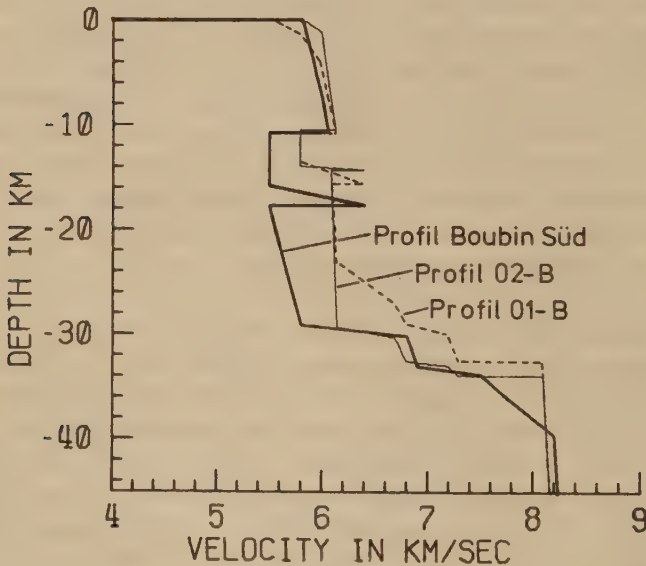


Abb. 9.1: Vergleich der Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen der 3 Modelle, jeweils entnommen in 45 km Entfernung vom Schußpunkt

Bei den 3 Profilen wurde einheitlich in einer Tiefe von 11 km

eine Zone mit erniedrigter Geschwindigkeit gefunden, die jedoch nur auf den Profilen 01 und 02-B die gleiche Geschwindigkeit - 5.8 km/s - und die gleiche Mächtigkeit - 3 km - besitzt. Bei Profil Boubin Süd mußte die Geschwindigkeit in dieser Zone auf 5.5 km/s erniedrigt und die Mächtigkeit auf 5 km erhöht werden, um die Laufzeitkurve erklären zu können. Der nördliche Bayerische Wald unterscheidet sich also im Aufbau der oberen Kruste ab einer Tiefe von 11 km erheblich vom südlichen Böhmerwald. Wenn man die Abnahme der Geschwindigkeit teilweise durch Transversalisotropie erklärt, müßte der Anisotropiefaktor dann im südlichen Böhmerwald größer sein als im Bayerischen Wald.

Unter dieser Zone erniedrigter Geschwindigkeit mußte bei allen 3 Profilen eine Schicht mit starkem positiven Geschwindigkeitsgradienten eingeführt werden, in der die Geschwindigkeit bis auf 6.4 km/s zunimmt, um die Einsätze der P_k -Phase erklären zu können. Man darf sich diese dünne Schicht jedoch auf keinen Fall so einheitlich aufgebaut vorstellen, wie es in den Modellen gezeigt ist. Hier handelt es sich wohl vielmehr um z.B. statistisch verteilte Linsen mit erhöhter Geschwindigkeit, die bevorzugt in diesem Tiefenbereich liegen, wie sie auch bei Profil Boubin SW (MILLER, GEBRANDE, 1976) postuliert wurden.

Der Aufbau der Kruste im Anschluß an diese dünne Schicht mit starkem positiven Geschwindigkeitsgradienten weist bei den 3 Profilen markante Unterschiede auf, wobei das Profil 02-B eine Zwischenstellung zwischen den beiden anderen Profilen einnimmt. Bei Profil 01-B (Böhmisches Massiv - Jura) besitzt die untere Kruste, charakterisiert durch P-Wellen-Geschwindigkeiten größer als 6.4 km/s, eine größere Mächtigkeit als bei den beiden anderen Profilen. Die Schicht mit der Geschwindigkeit von 6.15 km/s reicht hier bis in eine Tiefe von 23 km, während sie sich bei Profil 02-B bis in eine Tiefe von 29 km erstreckt. Bei Profil Boubin Süd beginnt die untere Kruste

ebenso wie bei Profil 02-B in 29 km Tiefe, jedoch besitzt die darüberliegende Schicht nur eine durchschnittliche Geschwindigkeit von 5.65 km/s. Ab 30 km Tiefe ist die untere Kruste bei Profil 02-B und Profil Boubin Süd nahezu identisch aufgebaut, lediglich in der Ausbildung der Krusten-Mantel-Grenze existieren gravierende Unterschiede. Während bei Profil 02-B die Krusten-Mantel-Grenze als Geschwindigkeitssprung ausgebildet ist, wurde bei Profil Boubin Süd keine glatte Diskontinuität gefunden. Da bei diesem Profil keine $P_M P$ -Phase zu korrelieren ist, muß hier die Krusten-Mantel-Grenze entweder stark zerbrochen oder als breite Übergangszone - wie im Modell Boubin Süd vorgestellt - ausgebildet sein. Der Übergang von einer als Diskontinuität ausgebildeten Krusten-Mantel-Grenze zu der im Modell angenommenen Gradientenzone muß auf sehr eng begrenztem Gebiet stattfinden, da bei Profil Boubin SW, das im Scheitelpunkt der Strahlen der $P_M P$ -Phase nur 45 km von Profil Boubin Süd entfernt liegt, eine Diskontinuität als Krusten-Mantel-Grenze gefunden wurde (MILLER, GEBRANDE, 1976).

In der Gesamtmächtigkeit der Kruste konnten keine großen Unterschiede erkannt werden. Die Kruste besitzt im Südwesten der Böhmisches Masse bei Profil 01 (in Höhe der Bodenwöhrer Bucht) eine Gesamtmächtigkeit von 33 km, während bei den beiden anderen Profilen in Richtung SE eine Mächtigkeit von 34 km gefunden wurde. Ähnliche Krustenmächtigkeiten werden von BERÁNEK, ZOUNKOVÁ (1977; 1979) für diesen Teil der Böhmisches Masse angegeben.

Nahezu deckungsgleich mit den Stationspunkten von Profil 02-B (Bayerischer Wald) ist das Profil Voggendorf SE (GIESE, 1968), lediglich die Lage der Schußpunkte ist verschieden (vgl. Abb. 1.1) und das Profil Voggendorf SE erstreckt sich weiter nach SE. Durch eine Reinterpretation dieses Profils wurde versucht, weitere Kenntnisse über den Aufbau der Erdkruste im Bayerischen Wald zu erhalten. Durch die erneute Auswertung des Profils Voggendorf SE konnten die Modelle der

beiden Profile 01-B und 02-B bestätigt werden. Das Modell für das Profil Voggendorf SE nimmt eine Zwischenstellung zwischen den beiden anderen Modellen ein (vgl. Abb. 9.2). Durch dieses Profil wird der weitgehend saure Pauschalchemismus der Erdkruste im Untersuchungsgebiet bestätigt, mit zunehmender Tendenz von NW/ nach SE.

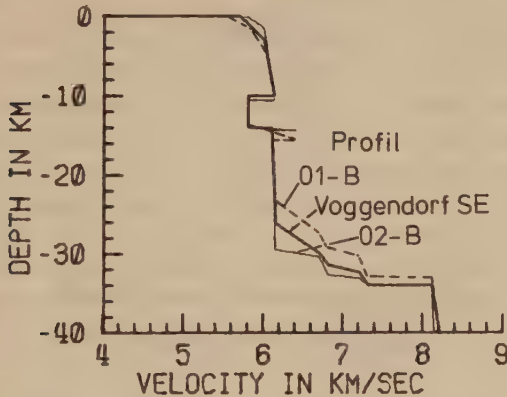


Abb. 9.2: Die Geschwindigkeits-Tiefenfunktion des reinterpretierten Profils Voggendorf SE im Vergleich zu den Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen der Profile 01-B (Böhmisches Masse - Jura) und 02-B in einer Entfernung von 45 km vom jeweiligen Schußpunkt

Ein Unterschied zu den beiden in dieser Arbeit ausgewerteten Profilen 01-B und 02-B konnte jedoch festgestellt werden. Die Daten des Profils Voggendorf SE lassen in einer Tiefe von 13 - 15 km keine Schicht mit starkem, positiven Gradienten der Geschwindigkeit erkennen (unter der Zone mit erniedrigter Geschwindigkeit). Da die Qualität der Daten nicht besonders gut ist, bereitet die Korrelation einer P_k -Phase große Schwierigkeiten. Man könnte zwischen km 85 und km 110 eine P_k -Phase korrelieren, die jedoch eine um 0.5 s längere Laufzeit gegenüber der Laufzeit der P_k -Phase von Profil 01-B und 02-B besitzt. Dies deutet aber auf eine

Einsatzgruppe hin, die aus Tiefen größer als 15 km kommen muß. Aufgrund unsicherer Korrelation - GIESE (1968) korrelierte diese Einsatzgruppe nicht - kann jedoch darüber keine eindeutige Aussage gemacht werden.

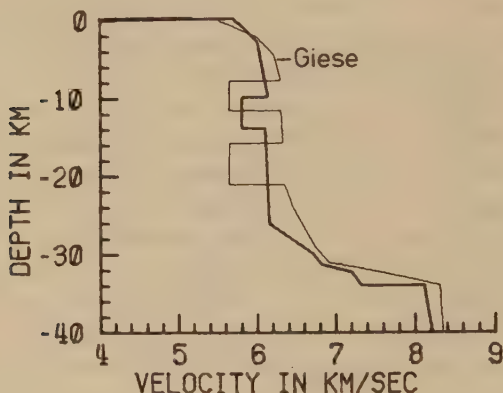


Abb. 9.3: Vergleich der Geschwindigkeits-Tiefenfunktion des reinterpretierten Profils Voggendorf SE mit der von GIESE (1968) aufgestellten Geschwindigkeits-Tiefenfunktion

An der Gesamtmächtigkeit der Kruste, 33 - 34 km von NW nach SE, hat sich gegenüber der Interpretation von GIESE (1968) nichts geändert (siehe Abb. 9.3). Eine Geschwindigkeitszunahme bis auf 6.3 km/s in bereits 8.2 km Tiefe konnte nicht beobachtet werden; ein Modell mit einer Geschwindigkeitszunahme von 5.8 km/s an der Oberfläche bis auf 6.15 km/s in 10 km Tiefe erklärt die Daten der P_g -Phase sehr gut. Unterschiede weisen die Modelle auch zwischen 10 und 30 km Tiefe auf. Während bei dem Modell von GIESE 2 Zonen erniedrigter Geschwindigkeit (5.65 km/s) oder eine ausgedehnte Zone erniedrigter Geschwindigkeit (5.95 km/s) mit einer Mächtigkeit von 16 km angenommen wurde, besitzt das reinterpretierte Modell von Profil Voggendorf SE nur eine Zone erniedrigter

Geschwindigkeit in Tiefen zwischen 10 und 14 km (vgl. Abb. 9.3). Die für die Unterkruste repräsentative Geschwindigkeit von 6.4 km/s wird bei dem Modell von GIESE bereits in 23 km Tiefe erreicht, bei dem neu aufgestellten Modell erst in 28 km Tiefe. Ab 30 km Tiefe sind die beiden Modelle bis zur Mohorovičić-Diskontinuität nahezu identisch.

Vergleicht man den in Abb. 1.2 von MILLER (1975) aufgestellten Tiefenlinienplan der Mohorovičić-Diskontinuität mit den Ergebnissen dieser Arbeit, so fügen sich die berechneten Krustenmächtigkeiten in den vorgegebenen Tiefenlinienplan ein und ergänzen ihn. Für das Profil 01 wurde im Raum des Juras die gleiche Krustenmächtigkeit von 30 - 31 km berechnet. Am SW-Rand der Böhmisches Masse wird in Abb. 1.2 eine Zunahme der Krustenmächtigkeit in Richtung Zentrum der Böhmisches Masse angedeutet, die durch das Profil 01 bestätigt wird. In Richtung NE (Barrandium) nimmt die Kruste bis auf eine Mächtigkeit von 35 km zu.

GIESE und STEIN (1971) und GIESE (1976) stellten Isolinienpläne für die kritische Entfernung, reduzierte Laufzeit in der kritischen Entfernung und Geschwindigkeit an der Krusten-Mantel-Grenze für Mitteleuropa auf. Diese Isolinienpläne werden durch die neu gemessenen Daten im Raum des Untersuchungsgebietes bestätigt. Für die Gesamtmächtigkeit der Kruste am Südwest- und Südrand der Böhmisches Masse wurden jedoch Abweichungen zu diesen beiden Arbeiten festgestellt. Die Daten des Profils 01 verlangen ein steileres Einfallen der Mohorovičić-Diskontinuität am Südwestrand der Böhmisches Masse nach NE (in Höhe der Bodenwöhrer Bucht), während in NW-SE Richtung, im Bayerischen Wald, die Krustenmächtigkeit nur von 33 km auf 34 km im SE zunimmt.

10. Zusammenfassung

In den Jahren 1978 und 1979 wurden in enger Zusammenarbeit mit dem Institut für Angewandte Geophysik, Brünn (Geofyzika, n.p., Brno) zwei refraktionsseismische Profile beobachtet, um damit Kenntnisse über den Aufbau der Erdkruste im südwestlichen Bereich der Böhmisches Masse zu erhalten. Das erste Profil, beginnend im nördlichen Böhmerwald, erstreckt sich von dort südwestwärts zum Fränkisch-Schwäbischen Jura. Entlang dieser Profillinie wurden die Sprengungen von 4 im Raum der Böhmisches Masse liegenden Schußpunkten bis in Entfernungen von 180 - 270 km registriert. Das zweite Profil liegt vollkommen im Moldanubikum der Böhmisches Masse, beginnt im nördlichen Bayerischen Wald und endet bei Linz. Zusätzlich standen die Daten eines Profils zur Verfügung, das bereits 1970 vermessen wurde. Dieses Profil reicht vom Süden der Böhmisches Masse (südlicher Böhmerwald) nach Süden in die Zentralalpen mit einer maximalen Beobachtungsentfernung von 260 km. Bei allen 3 Profilen betrug der mittlere Stationsabstand 3 km. Die Messungen wurden mit Magnetband-Apparaturen in Analog-Technik (Mars 66) und Digital-Technik (PCM) durchgeführt. Nach umfangreicher rechentechnischer Bearbeitung sind die Daten digital auf Rechnerband gespeichert. Zur Auswertung standen 13 Seismogramm-Montagen mit insgesamt 373 Seismogrammen, beobachtet bei 20 Sprengungen, zur Verfügung. Es wurden sowohl die Einsätze der Longitudinal-Wellen als auch die der Transversal-Wellen (SV-Wellen) bearbeitet.

Beinahe alle auf diesen Profilen korrelierten Laufzeitkurven weisen Effekte auf, die nur durch Variation der Geschwindigkeit seismischer Wellen in vertikaler Richtung und in Profilirichtung zu erklären sind. Die Interpretation erfolgte deshalb mittels Modellrechnung der Strahlen-Seismik für zweidimensionale inhomogene Medien.

Auf allen 3 Profilen befindet sich in einer Tiefe von 11 km

eine Zone erniedrigter Geschwindigkeit, deren Geschwindigkeitsbetrag und Mächtigkeit im Untersuchungsgebiet von NW nach SE variieren.

Es war möglich, auf allen Profilen eine gut ausgeprägte P_k -Phase zu korrelieren, die eine Zone erhöhter Geschwindigkeit (6.4 km/s) in Tiefen zwischen 14 und 15 km (Bayerischer Wald) bzw. 18 km (südlicher Böhmerwald) fordert.

Unter dem Jura ergab sich eine Krustenmächtigkeit von 30 - 31 km, unter der Böhmisches Masse (in Höhe der Bodewöhrer Bucht) eine Krustenmächtigkeit von 33 km, wobei die Mohorovičić-Diskontinuität am SW-Rand der Böhmisches Masse steil nach NE einfällt. Eine unter dem Randbereich der Böhmisches Masse zum Jura gefundene Linse niedriger Geschwindigkeit von 7.6 km/s im oberen Mantel könnte mit Bewegungsvorgängen der Böhmisches Masse und der Süddeutschen Großscholle im Untergrund zusammenhängen.

Für die gesamte Kruste am SW-Rand der Böhmisches Masse wurde bis auf eine Schicht zwischen 16 und 23 km Tiefe ein konstantes v_p/v_s -Verhältnis von 1.71 gefunden. Zwischen 16 und 23 km Tiefe ergab sich ein v_p/v_s -Verhältnis von 1.67.

In der Böhmisches Masse (Bayerischer Wald) nimmt die Krustenmächtigkeit von NW nach SE von 33 km auf 34 km zu. Im Süden der Böhmisches Masse (südlicher Böhmerwald) ist als Krusten-Mantel-Grenze eine breite Übergangszone oder eventuell eine stark zerbrochene Mohorovičić-Diskontinuität erkennbar, da hier keine Einsätze der P_m -Phase zu korrelieren sind.

Im Untersuchungsgebiet wurde ein weitgehend saurer Pauschalchemismus für die gesamte Erdkruste gefunden, mit zunehmender Tendenz von NW nach SE.

Literaturverzeichnis

- AICHELE, H.: Interpretation refraktionsseismischer Messungen im Gebiet des Fränkisch-Schwäbischen Jura. Diss. Universität Stuttgart, 1976
- ANGENHEISTER, G., H.BÜGEL, H.GEBRANDE, P.GIESE, P.SCHMIDT-THOMÉ und W.ZEIL: Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps. Geol.Rdsch. 61, 2, 349-395, 1972
- BAMFORD, D.: Refraction data in Western Germany - a time-term interpretation. Z.Geophys. 39, 907-927, 1973
- BERÁNEK, B., M.MAYEROVÁ, M.ZOUNKOVÁ, A.ZÁTOPEK, K.HOLUB, G.ANGENHEISTER, H.GEBRANDE, H.MILLER: Results from deep seismic soundings along the International Profile VII in Czechoslovakia and the Federal Republic of Germany. Proc. XIVth Gen.Ass.Europ.Seis.Comm., Trieste 1974
- BERÁNEK, B. and M.ZOUNKOVÁ: Investigations of the Earth's crust in Czechoslovakia using industrial blasting. Studia geoph. et geod. 21, 273-280, 1977
- BERÁNEK, B. and M.ZOUNKOVÁ: Principal results of deep seismic soundings. S. 105-111 in: Geodynamic Investigations in Czechoslovakia, Bratislava 1979
- BERCKHEMER, H.: Mars 66. Eine Magnetbandapparatur für seismische Tiefensondierung. Z.Geophys. 36, 501-518, 1970
- BIRCH, F.: Compressibility; Elastic Constants. S. 97-173 in: Handbook of physical constants (Hrsg. S.P.Clark). Geol. Soc.Am.Inc., New York, 1966
- BREYER, F.: Ergebnisse seismischer Messungen auf der Süddeutschen Großscholle besonders im Hinblick auf die Oberfläche des Varistikums. Z.Deutsch.Geol.Ges. 108, 21-36, 1972
- ČERVENÝ, V., I.A.MOLOTKOV and I.PŠENČÍK: Ray method in seismology. Prag, 1977

- DIX, C.H.: Seismic velocities from surface measurements. Geophysics XX, Nr.1, 68-86, 1955
- DOBLER, J.: Die Struktur der Kruste in den zentralen Ost-Alpen, abgeleitet aus refraktionsseismischen Messungen 1975. Dipl.-Arbeit, Inst. f. Allgem. u. Angew. Geophysik, Universität München, 1981
- EMTER, D.: Ergebnisse seismischer Untersuchungen der Erdkruste und des oberen Mantels in Südwestdeutschland. Diss. Universität Stuttgart, 1971
- FIELITZ, K.: Compressional and shear waves velocities as a function of temperature in rocks at high pressure. S. 40-44 in: Explosion Seismology in Central Europe (Hrsg. P.Giese, C.Prodehl, A.Stein). Springer, Berlin Heidelberg New York, 1976
- FUCHS, H.K.: Schweremessungen am Südwest-Rand der Böhmisches Masse und deren Interpretation. Dipl.-Arbeit, Inst. f. Allgem. u. Angew. Geophysik, Universität München, 1977
- GAMBURZEW, G.A.: Grundlagen seismischer Erkundung. Verl. Otto Sagner, München, 1965
- GEBRANDE, H.: Ein Beitrag zur Theorie thermischer Konvektion im Erdmantel mit besonderer Berücksichtigung der Möglichkeit eines Nachweises mit Methoden der Seismologie. Diss. Fak.Geowissenschaften L.-M.-Universität München, 1975
- GEBRANDE, H., H.MILLER and E.SCHMEDES: Digital registrations of aftershocks of the Friuli earthquake 1976. Publ.Inst. Geophys.Pol.Acad.Sc. A-6(117), 75-84, 1977
- GERMAN RESEARCH GROUP FOR EXPLOSION SEISMOLOGY: Crustal structure in Western Germany. Z.Geophys. 30, 209-234, 1964
- GIESE, P.: Die Geschwindigkeitsverteilung im obersten Bereich des Kristallins, abgeleitet aus Refraktionsbeobachtungen auf dem Profil Böhmischesbruck-Eschenlohe. Z.Geophys. 29, 197-214, 1963

- GIESE, P.: Versuch einer Gliederung der Erdkruste im nördlichen Alpenvorland, in den Ostalpen und in Teilen der Westalpen mit Hilfe charakteristischer Refraktions-Laufzeitkurven sowie eine geologische Deutung. Geophys. Abh. Univ. Berlin, Bd I, Heft 2, 1968
- GIESE, P. und A. STEIN: Versuch einer einheitlichen Auswertung tiefenseismischer Messungen aus dem Bereich zwischen der Nordsee und den Alpen. Z. Geophys. 37, 237-272, 1971
- GIESE, P.: Problems and tasks of data generalization. S. 137-145 in: Explosion Seismology in Central Europe (Hrsg. P. Giese, C. Prodehl, A. Stein). Springer, Berlin Heidelberg New York, 1976
- GIESE, P.: Depth calculation. S. 146-161 in: Explosion Seismology in Central Europe. 1976
- GIESE, P.: Results of the generalized interpretation of the deep-seismic sounding data. S. 201-214 in: Explosion Seismology in Central Europe. 1976
- HELBIG, K.: Die Indexfläche als Hilfsmittel für strahlengeometrische Konstruktionen bei der Interpretation seismischer Beobachtungen, insbesondere bei anisotropen Untergrund. Bay. Akad. Wiss., math. natwiss. Klasse, Neue Folge, 122, 1965
- KERN, H.: Effect of high-low Quartz transition on compressional and shear waves velocities in rocks under high pressure. Phys. Chem. Minerals 4, 161-171, 1979
- LÜDERS, W.: Untersuchungen zum Polarisationsverhalten von Raumwellen. Ein Beitrag zur Signalverarbeitung in der Refraktions-Seismik. Dipl.-Arbeit, Inst. f. Allgem. u. Angew. Geophysik, Universität München, 1980
- MILLER, H.: Struktur der tieferen Erdkruste im westlichen Randbereich der Böhmisches Masse. Vortrag DGG-Tagung, Stuttgart, 1975

- MILLER, H. and H. GEBRANDE: Crustal structure in southeastern Bavaria derived from seismic-refraction measurements by ray-tracing methods. S. 339-346 in: Explosion Seismology in Central Europe (Hrsg. P. Giese, C. Prodehl, A. Stein). Springer, Berlin Heidelberg New York, 1976
- MILLER, H., H. GEBRANDE und E. SCHMEDES: Ein verbessertes Strukturmodell für die Ostalpen, abgeleitet aus refraktions-seismischen Daten unter Berücksichtigung des Alpen-Längsprofils. Geol. Rdsch. 66, 289-308, 1977
- PRESS, F.: Seismic velocities. S. 195-218 in: Handbook of physical constants (Hrsg. S. P. Clark). Geol. Soc. Am. Inc., New York, 1966
- PRODEHL, C.: Struktur der tieferen Erdkruste in Südbayern und längs eines Querprofils durch die Ostalpen, abgeleitet aus refraktions-seismischen Messungen bis 1964. Boll. Geofis. teor. appl. 25, Vol VII, 35-86, 1965
- WILL, M.: Refraktions-Seismik im Nordteil der Ostalpen zwischen Salzach und Inn, 1970-1974; Messung und deren Interpretation. Diss. Fak. Geowissenschaften L.-M.-Universität München, 1975
- ZSCHAU, J.: Bearbeitung digitaler Seismogramme des Profils Eschenlohe-E (Registrierungen bis März 1968). Eine Vorbereitung zur Interpretation der Einsätze der Transversal-Wellen. Dipl.-Arbeit, Inst. f. Allgem. u. Angew. Geophysik Universität München, 1969
- Geologische Karten
- THIELE, O. und G. FUCHS: Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. 1:100 000, (Hrsg. Geol. B.-A. Wien) Wien, 1965
- VETTERS, H.: Geologische Karte der Republik Österreich und der Nachbargebiete. 1:500 000, (Hrsg. Geol. B.-A. Wien) Wien, 1933

Geologische Karte von Bayern. 1:500 000, (Hrsg. Bay.Geol.L.A.)
München, 1964

Geologická Mapa ČSSR. 1:100 000, (Hrsg. Geol.Survey of Czecho-
slovakia) Prague, 1967

Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Ludwig-Maximilians-Universität München unter der Betreuung meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. G. Angenheister, angefertigt. Für sein ständiges Interesse, sowohl an den Feldmessungen, an denen er selbst teilnahm, als auch am Fortgang der Auswertung gebührt ihm mein besonderer Dank.

Herrn Prof. Dr. H. Soffel bin ich für die kritische Durchsicht meines Manuskriptes und für wertvolle Hinweise dankbar.

Der Arbeitsgruppe Seismik, den Herren Dr. H. Gebrande, Dipl.-Geophys. W. Lüders, Dr. H. Miller und Dr. E. Schmedes danke ich für viele anregende Gespräche. Insbesondere Herr Dr. Gebrande fand stets Zeit für fruchtbare Diskussionen; Herr Dr. Miller stand mir bei Problemen der Datenverarbeitung immer hilfreich zur Seite; dafür möchte ich mich bei beiden nochmals herzlich bedanken.

Den Angehörigen des Instituts für Angewandte Geophysik in Brunn, Geofyzika, n.p., Brno, danke ich für die gute Zusammenarbeit, insbesondere bei der Durchführung der Messungen.

Den vielen Helfern, die durch ihren selbstlosen und unermüdlichen Einsatz die umfangreichen Messungen ermöglichten, möchte ich meinen besonderen Dank aussprechen.

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft stellte die finanziellen Mittel für Messung und Auswertung bereit.

Lebenslauf

Am 30. Juli 1953 wurde ich, Ulrike Strößenreuther, als Tochter des Ingenieurs Werner Strößenreuther und seiner Ehefrau Lidia, geb. Schwager, in Karl-Marx-Stadt geboren. Von 1959 - 1963 besuchte ich die Volksschule in München. Im Herbst 1963 wurde ich in das Neusprachliche Gymnasium Max-Josef-Stift in München aufgenommen. Dort erhielt ich im Frühjahr 1972 das Zeugnis der Reife.

Ab dem Wintersemester 1972/73 studierte ich an der Ludwig-Maximilians-Universität in München die Fachrichtung Geophysik. Im Wintersemester 1974/75 bestand ich die Diplom-Vorprüfung und erhielt im Juni 1978 das Diplom in Geophysik.

Von August 1974 bis September 1978 war ich als wiss. Hilfskraft, seither als wiss. Mitarbeiterin am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Ludwig-Maximilians-Universität München tätig.

A N H A N G

Anhang I: Beschreibung des Programmes zur Modellrechnung

DAS PROGRAMM MOED ERMOEGLICHT DIE KONSTRUKTION ZWEIDIMENSIONALER SEISMISCHER MODELLE, SOWIE DIE BERECHNUNG UND DIE ZEICHNUNG SEISMISCHER STRAHLEN UND LAUFZEITKURVEN BEI BELIEBIGER LAGE DES HERDES INNERHALB DES MODELLS. DAS MODELL WIRD DURCH ISOLINIEN DER GESCHWINDIGKEIT UND VERTIKALE INTERPOLATION DAZWISCHEN DEFINIERT.

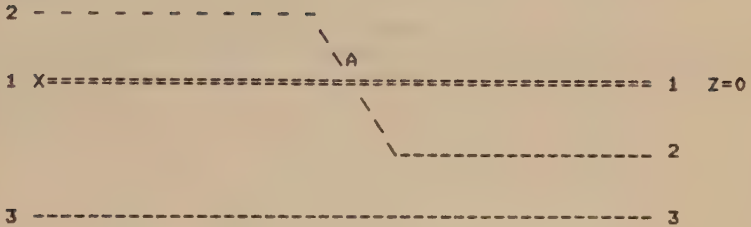
DIE ISOLINIEN WERDEN DURCH ARCTAN-FUNKTIONEN MODELLIERT. JEDER ISOLINIE MUESSEN IMMER ZWEI GESCHWINDIGKEITEN (OBERHALB UND UNTERHALB) ZUGEORDNET WERDEN; SOMIT KOENNEN DISKONTINUITAETEN MODELLIERT WERDEN, INDEM MAN EINER ISOLINIE VERSCHIEDENE GESCHWINDIGKEITEN ZUORDNET. IN DER REGEL ERSTE ISOLINIE BEI $Z=0$, ALLE WEITEREN ISOLINIEN MIT ZUNEHMENDER TIEFE AM LINKEN MODELLRAND.

IM MODELLBEREICH DUERFEN SICH ISOLINIEN NICHT SCHNEIDEN; BEIM AUSKEILEN EINER SCHICHT IST ALSO DAFUER ZU SORGEN, DASS DIE ISOLINIEN SICH NICHT KREUZEN.

EIN AUSKEILEN AN DER "OBERFLAECHE" ($Z=0$) IST DAGEGEN ZUGELASSEN, DH. DIE ISOLINIE BEI $Z=0$ KANN SICH MIT EINER ODER MEHREREN ISOLINIEN, DIE AUS DER "LUFT" ($Z>0$) KOMMEN ODER IN DIE "LUFT" GEHEN, SCHNEIDEN. DIE REIHENFOLGE BEI DER EINGABE DER ISOLINIEN BEACHTEN!!!! BEISPIELE SIEHE WEITER UNTEN. DIE ZAHLEN AN DEN ISOLINIEN STELLEN DIE EINGABEREIHENFOLGE DER ISOLINIEN DAR.

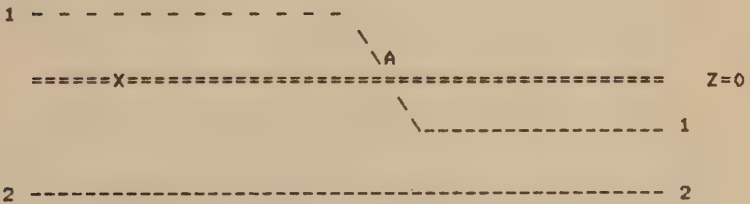
DAS PROGRAMM RECHNET IMMER NACH STRENGER REIHENFOLGE DER ISOLINIEN. DIE GESCHWINDIGKEIT AM SCHUSSPUNKT WIRD UEBER DIE INTERPOLATION ZWISCHEN DEN IHM BENACHBARTEN ISOLINIEN BERECHNET.

1. BEISPIEL



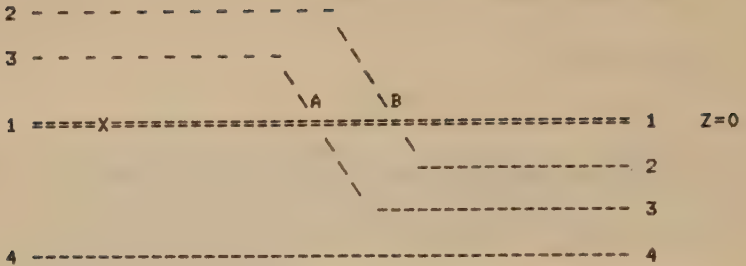
BEI DIESEM MODELL WIRD DIE ERSTE ISOLINIE VON LINKS BIS A IGNORIERT. DIE GESCHWINDIGKEIT BEI SCHUSSPUNKT X WIRD AUS DER INTERPOLATION ZWISCHEN DER ZWEITEN UND DER DRITTEN ISO-LINIE BERECHNET.

2. BEISPIEL



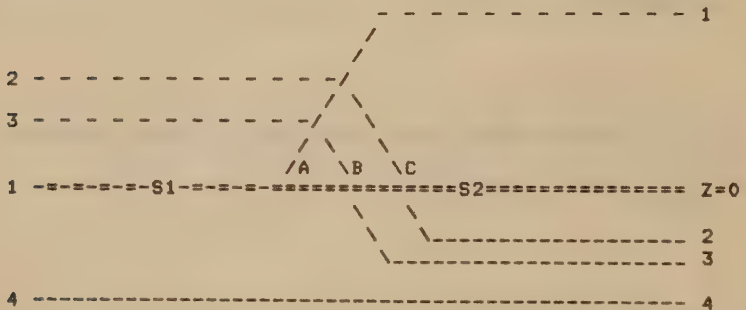
BEI $Z=0$ IST KEINE ISOLINIE. IM ANFANGSBEREICH VON LINKS BIS A ÄNDERT SICH NICHTS GEGENÜBER BEISPIEL 1. RECHTS VON A WIRD DIE GESCHWINDIGKEIT ZWISCHEN ERSTER ISOLINIE UND $Z=0$ AUS DER EXTRAPOLATION ZWISCHEN DER ERSTEN UND ZWEITEN ISOLINIE BERECHNET.

3. BEISPIEL



REIHENFOLGE DER ISOLINIEN BEACHTEN !!! ERSTE ISOLINIE BEI $Z=0$. SIE WIRD VON LINKS BIS B IGNORIERT. DIE GESCHWINDIGKEIT BEIM SCHUSSPUNKT X ERRECHNET SICH AUS DER INTERPOLATION ZWISCHEN DER DRITTEN UND VIERTEN ISOLINIE.

4. BEISPIEL



SCHUSS S1 (STRAHLEN NACH RECHTS):
BEI SCHUSSPUNKT S1 IST NICHT !!!!! DIE GESCHWINDIGKEIT DER ERSTEN ISOLINIE, SONDERN DIE GESCHWINDIGKEIT AUS DER INTERPOLATION ZWISCHEN DER DRITTEN UND VIERTEN ISOLINIE. DIE ERSTE ISOLINIE HAT VON LINKS BIS C KEINE BEDEUTUNG. DAS MODELL ÄNDERT SICH NICHT, WENN MAN DIE ERSTE ISOLINIE OHNE FLEXUR IN DIE HÖHE IHRES JETZIGEN RECHTEN TEILES SETZT.

SCHUSS S2 (STRAHLEN NACH LINKS):
BEI SCHUSSPUNKT S2 LIEGT DIE GESCHWINDIGKEIT AUS DER INTERPOLATION ZWISCHEN DER ERSTEN UND DER ZWEITEN ISOLINIE VOR. DIE STRAHLEN, DIE ZWISCHEN DEM LINKEN MODELLRAND UND B AUF-

AUS OBIGEN BEISPIELEN FOLGT:

EINGABE DER ISOLINIEN MIT ZUNEHMENDER TIEFE AM LINKEN MODELLRAND.

AUSNAHME: BEI $Z=0$ EINE ISOLINIE UND ISOLINIEN IN DER LUFT. HIER MUSS DIE ERSTE ISOLINIE BEI $Z=0$ LIEGEN, ALLE WEITEREN ISOLINIEN MIT ZUNEHMENDER TIEFE AM LINKEN MODELLRAND.

Z.B.:

ERSTE ISOLINIE BEI $Z=0$
ZWEITE ISOLINIE BEI $Z=+3$
DRITTE ISOLINIE BEI $Z=+1$
VIERTE ISOLINIE BEI $Z=-2$ USW.

HIERBEI WIRD IN DEM BEREICH WO UEBER $Z=0$ ISOLINIEN LIEGEN, DIE ISOLINIE BEI $Z=0$ NICHT BERUECKSICHTIGT.

AN DER MODELLUNTERKANTE MUSS KEINE ISOLINIE LIEGEN; ES WIRD IN DIESEM FALL MIT DER GESCHWINDIGKEIT UNTER DER LETZTEN ISOLINIE KONSTANT BIS ZUR MODELLUNTERKANTE WEITER GERECHNET. DIE LETZTE ISOLINIE KANN ABER AUCH WEIT UNTER DER MODELLGRENZE LIEGEN; ES WIRD ABER NUR BIS ZUR MODELLUNTERKANTE GERECHNET.

DIE EINGABEPARAMETER KOENNEN SOWOHL VOM TERMINAL ALS AUCH AUS EINEM FILE GELESEN WERDEN. DIE VARIABLEN-TYPEN SIND NACH FORTRAN-KONVENTION EINZUGEBEN.

DER FILE KANN MIT DEM PROGRAMM MODEIN ANGELEGT WERDEN.

EINGABEPARAMETER

=====

1)IMAX,ISCH,ISW,ISW1,ISW2

IMAX=ANZAHL DER ISOLINIEN, MAX. 25

ISCH=0 WENN LAUFZEITKURVE NUR AUS PUNKTEN

ISCH=1 WENN LAUFZEITKURVE GESCHLOSSEN GEZEICHNET WERDEN SOLL

ISW=0 KEIN PERSPEKTIVPLOT

ISW=1 PERSPEKTIVPLOT

ISW1=0 ISOLINIE UEBER $Z=0$ GESTRICHELT

ISW1=1 ISOLINIE UEBER $Z=0$ NICHT ZEICHNEN

ISW2=0 GANZE ZEICHNUNG

ISW2=1 NUR LAUFZEITKURVEN-ZEICHNUNG

2)V,Z,N,VX

V=GESCHWINDIGKEIT UEBER DER ISOLINIE
Z=ANFANGSTIEFE LINKS(NEGATIV)
N=ANZAHL DER FLEXUREN, MAX.23
VX=GESCHWINDIGKEIT UNTERHALB DER ISOLINIE

3)X,B,Z

X=MITTE DER FLEXUR
B=HALBWERTSBREITE DER FLEXUR
Z=SPRUNGHÖHE (POSITIV=FLEXUR NACH OBEN,
NEGATIV=FLEXUR NACH UNTEN)

4)WIEDERHOLE 3) FÜR ALLE FLEXUREN DER I-TEN ISOLINIE

5)WIEDERHOLE 2) - 4) FÜR ALLE ISOLINIEN

6)XO,ZO,VRED,SSMAX,XINK,Y1

XO,ZO=KOORDINATEN DES SCHUSSPUNKTES
VRED=REDUKTIONSGESCHWINDIGKEIT
SSMAX=MAXIMALE ENTFERNUNG IN KM VON EINEM PUNKT ZUM ANDEREN
LAENGS DES STRAHLS. (IN DER REGEL 5 KM), RECHEN-
INKREMENT ! BESTIMMT WIEVIELE PUNKTE MINDESTENS PRO
STRAHL BERECHNET WERDEN.

XINK=INKREMENT FÜR PLOT IN CM;

FÜR ISW2=1, EINGABE NICHT NOTWENDIG

BEI ZU GROSSEM INKREMENT WERDEN STEILE FLEXUREN VON
ISOLINIEN ZU FLACH UND ZU ECKIG GEZEICHNET. DIESES IN-
KREMENT BEZIEHT SICH JEDOCH NUR !!!!!! AUF DIE ZEICH-
NUNG. DIE ISOLINIE SELBST IST EINE FUNKTION UND DAHER
AN JEDER INFINITESIMAL KLEINEN STELLE X DEFINIERT ! ES
KANN ALSO VORKOMMEN, DASS SICH ZWEI NICHT AUF EINANDER-
FOLGENDE ISOLINIEN MIT STEILEN FLEXUREN SCHNEIDEN ,DIES
IN DER ZEICHNUNG NICHT ERKANNT WIRD , WENN DAS ZEICHEN-
INKREMENT ZU GROSS GEWÄHLT IST. DAS ZEICHENINKREMENT
SOLLTE BEI SOLCHEN SONDERFÄLLEN NICHT GRÖßER ALS
ZWEIMAL DIE KLEINSTE HALBWERTSBREITE DER FLEXUREN
GEWÄHLT WERDEN.

Y1=ABSTAND DER PLOTS ÜBEREINANDER IN CM;
FÜR ISW2=1, EINGABE NICHT NOTWENDIG

7)XMIN,XMAX,HBSE,HNRV,DX,CMPDX,NSL1 --- ENTFERNUNGSACHSE

XMIN=MINIMALE ENTFERNUNG

XMAX=MAXIMALE ENTFERNUNG

HBSE=HOEHE DER BUCHSTABEN IN CM

HNRV=HOEHE DER ZIFFERN IN CM

(POSITIV = BESCHRIFTUNG MIT DEZIMALPUNKT UND EXPONENT

NEGATIV = BESCHRIFTUNG OHNE DEZIMALPUNKT)

DX=ALLE WIEVIELE EINHEITEN (KM) SOLL DIE ACHSE BESCHRIFTET
WERDEN

CMPDX=ZENTIMETER PRO DX (MASSTAB)

NSL1=ES WERDEN NSL1-1 KLEINE STRICHE ZWISCHEN DIE GROSSEN
STRICHE BEI DER BESCHRIFTUNG GEZEICHNET

ACHTUNG! HBSE/2 = DIE GROESSE DES KREUZES IN CM BEI DER
LAUFZEITKURVE

8)SMIN,SMAX,DS,CMPDS,NSL2 --- ZEITACHSE

SMIN=MINIMALE ZEIT (REDUZIERT)

SMAX=MAXIMALE ZEIT (REDUZIERT)

DS=WIE DX

CMPDS=WIE CMPDX

NSL2=WIE NSL1

9)ZMAX,ZMIN,DZ,CMPDZ,NSL3, --- TIEFENACHSE

ZMAX=0.

ZMIN=MAXIMALE TIEFE (NEGATIV !!!)

DZ=WIE DX FUER ISW2=1, EINGABE NICHT NOTWENDIG

CMPDZ=WIE CMPDX

NSL3=WIE NSL1

10)IANPHI=ANZAHL DER WINKELTRIPPEL, MAX. 19

11)PHIMAX,DELTA PHI, PHIMIN (WINKEL NEGATIV) IANPHI MAL

FUER PERSPEKTIVPLOT (NUR VOM TERMINAL MOEGLICH)

TAU=WINKEL GESCHWINDIGKEITSACHSE UND ENTFERNUNGSACHSE

DELTA X=ALLE WIEVIEL KM SOLLEN DIE EINZELNEN PLOTS GEZEICHNET
WERDEN

DV=WIE DX (FUER DIE GESCHWINDIGKEITSACHSE)

CMPDV=WIE CMPDX

NSL4=WIE NSL1

```
ASN DK3:=IN3: ( AUSGANGSDATENFILE )
ASN DK3:=IN2: ( IM PROGRAMM GEAENDERTER DATENFILE )
ASN TI:=LI:   WENN AUSDRUCK AUF TERMINAL
                ODER
ASN DK3:=LI:   WENN AUSDRUCK AUF EINEN FILE
```

----- FUER IMPLEMENTATION IN MUENCHEN -----

DNO: SETZEN DES SCHALTERS 0 (DOWN), SOLLTE VOR DEM ERSTEN PROGRAMMBEGINN GESETZT WERDEN.

DIESER SCHALTER KANN MIT DEM BEFEHL UPO AN BELIEBIGER STELLE IM PROGRAMM VERAENDERT WERDEN. DAS PROGRAMM BERECHNET DEN AKTUELLEN STRAHL ZU ENDE UND SPRINGT DANN ZUR ABFRAGE NACH NEUEN SCHUSSPUNKTSKOORDINATEN UND NEUEN EINFALLSWINKELN. NACHDEM DIE EINGABEN BEENDET SIND UND DAS PROGRAMM MIT DEN NEUEN DATEN ZU RECHNEN BEGINNT, MUSS MAN DEN SCHALTER WIEDER DOWN SETZEN (DNO), DA DAS PROGRAMM SONST NACH DER BERECHNUNG DES ERSTEN NEUEN STRAHL'S AUFHOERT UND WIEDER NEUE DATEN HABEN MOECHTE.

RUN MODD

DAS PROGRAMM LAEUFT IN EINEM FRAGE- UND ANTWORTSPIEL AB (JA=J, NEIN=<CR>). BEI DER FRAGE NACH AENDERUNG, DIE SOWOHL AM ANFANG WIE AUCH AM ENDE DES PROGRAMMS GESTELLT WIRD, KOENNEN DIE EINGABE-PARAMETER EINZELN VERAENDERT UND DAS MODELL ANSCHLIESSEND MIT DEN NEUEN EINGABE-PARAMETERN NEU BERECHNET WERDEN.

Anhang II: Sprengzeiten an den Schußpunkten, Koordinaten der Schußpunkte und der Registrierstationen

IIa) Sprengzeiten an den Schußpunkten und deren Koordinaten

Profil	Schußpunkt	Sprengzeit		Schußpunktskoordinaten
01-A	A1	17.8.78	19-00-05.776	13°50'15'' 49°26'49''
	A2	19.8.78	19-00-05.218	
	A3	22.8.78	19-00-09.757	"
01-B	B1	17.8.78	18-00-00.699	13°06'00'' 49°32'21''
	B2	19.8.78	18-00-08.852	
	B3	22.8.78	18-00-11.511	"
	S2	21.8.79	19-00-01.050	13°05'24'' 49°32'23''
	S3	23.8.79	19-00-01.550	
	S4	06.9.79	15-00-11.640	"
01-D	D1	20.7.79	17-00-00.280	13°35'02'' 49°42'54''
	D2	23.7.79	19-00-01.680	
	D4	06.9.79	18-00-04.600	"
	D3	03.8.79	19-30-03.825	13°34'58'' 49°42'54''
01-E	E3	03.8.79	20-30-03.690	13°49'03'' 49°47'48''
	E4	06.9.79	16-00-01.640	13°49'03'' 49°47'49''
02-B	S1	15.8.79	19-00-01.560	13°05'24'' 49°32'23''
	S2	21.8.79	19-00-01.050	
	S3	23.8.79	19-00-01.550	"
Boubin Süd	BS-B1	11.8.70	21-30-02.520	13°51,7' 49°2,88'
	BS-B2	13.8.70	21-30-03.430	
	BS-B3	17.8.70	21-30-02.660	"
	BS-B4	19.8.70	21-30-03.300	"

IIb) Koordinaten der Registrierstationen

Die Koordinaten der mit * bezeichneten Stationen wurden nicht in die Auswertung miteinbezogen.

Die Kennung der Koordinaten ist folgendermaßen zu entschlüsseln:

01-10-K23 Profil-Stationsnummer-Kanal 2 und Kanal 3

Profil 01 (1978)

12.,29.,42.,49.,18.,47.,01-10-K23
12.,29.,47.,49.,18.,48.,01-10-K1
12.,27.,39.,49.,18.,19.,01-11-K23 *
12.,27.,43.,49.,18.,25.,01-11-K1 *
12.,25.,4.,49.,17.,16.,01-12-K23
12.,24.,54.,49.,17.,10.,01-12-K1 *
12.,23.,55.,49.,16.,17.,01-13-K23
12.,24.,7.,49.,16.,18.,01-13-K1
12.,21.,32.,49.,15.,23.,01-14-K23
12.,21.,42.,49.,15.,27.,01-14-K1
12.,19.,14.,49.,14.,41.,01-15-K23
12.,19.,24.,49.,14.,45.,01-15-K1
12.,16.,49.,49.,13.,39.,01-16-K23
12.,16.,55.,49.,13.,43.,01-16-K1
12.,15.,7.,49.,12.,53.,01-17-K31
12.,15.,14.,49.,12.,55.,01-17-K2 *
12.,11.,54.,49.,12.,13.,01-18-K23
12.,11.,42.,49.,12.,5.,01-18-K1
12.,10.,55.,49.,11.,27.,01-19-K23
12.,11.,4.,49.,11.,31.,01-19-K1
12.,9.,25.,49.,11.,57.,01-20-K1
12.,9.,19.,49.,11.,57.,01-20-K2 *
12.,9.,12.,49.,11.,55.,01-20-K3
12.,8.,11.,49.,11.,47.,01-20A-K1
12.,8.,5.,49.,11.,39.,01-20A-K2 *
12.,7.,45.,49.,11.,31.,01-20A-K3 *
12.,7.,12.,49.,10.,59.,01-21-K1 *
12.,6.,58.,49.,10.,53.,01-21-K2
12.,6.,45.,49.,11.,6.,01-21-K3 *
12.,6.,10.,49.,10.,36.,01-21A-K1
12.,5.,54.,49.,10.,27.,01-21A-K2
12.,5.,38.,49.,10.,20.,01-21A-K3
12.,0.,12.,49.,6.,59.,01-24-K23
11.,59.,59.,49.,6.,49.,01-24-K1
11.,58.,53.,49.,6.,7.,01-25-K23
11.,58.,31.,49.,6.,8.,01-25-K1
11.,57.,44.,49.,5.,53.,01-25A-K23
11.,57.,27.,49.,5.,50.,01-25A-K1
11.,55.,55.,49.,5.,14.,01-26-K23
11.,56.,6.,49.,5.,23.,01-26-K1
11.,53.,4.,49.,4.,52.,01-27-K23
11.,53.,16.,49.,4.,48.,01-27-K1
11.,50.,42.,49.,3.,42.,01-28-K23
11.,51.,3.,49.,3.,46.,01-28-K1 *
11.,49.,56.,49.,2.,51.,01-29-K23
11.,49.,52.,49.,2.,50.,01-29-K1 *
11.,47.,55.,49.,1.,57.,01-30-K23
11.,47.,45.,49.,1.,55.,01-30-K1
11.,45.,4.,49.,0.,57.,01-31-K23
11.,44.,52.,49.,0.,56.,01-31-K1
11.,42.,20.,49.,0.,10.,01-32-K23
11.,42.,15.,49.,0.,7.,01-32-K1

11.,40.,16.,48.,59.,31.,01-33-K123
11.,37.,57.,48.,58.,16.,01-34-K23
11.,38.,7.,48.,58.,28.,01-34-K1
11.,35.,6.,48.,58.,2.,01-35-K23
11.,34.,47.,48.,58.,7.,01-35-K1
11.,33.,2.,48.,57.,28.,01-36-K23
11.,32.,43.,48.,57.,27.,01-36-K1
11.,31.,8.,48.,56.,42.,01-37-K23
11.,30.,58.,48.,56.,41.,01-37-K1
11.,28.,44.,48.,56.,10.,01-38-K23
11.,28.,27.,48.,56.,6.,01-38-K1 *
11.,26.,14.,48.,55.,13.,01-39-K23
11.,25.,52.,48.,55.,11.,01-39-K1
11.,24.,14.,48.,55.,0.,01-40-K23
11.,24.,2.,48.,54.,49.,01-40-K1
11.,21.,27.,48.,53.,29.,01-41-K23
11.,21.,47.,48.,53.,34.,01-41-K1
11.,19.,40.,48.,53.,23.,01-42-K12
11.,15.,26.,48.,52.,31.,01-43-K12
11.,13.,44.,48.,51.,56.,01-44-K12
11.,10.,30.,48.,51.,4.,01-45-K23 *
11.,10.,34.,48.,51.,10.,01-45-K1
11.,7.,5.,48.,49.,43.,01-46-K23
11.,7.,15.,48.,49.,50.,01-46-K1
11.,3.,27.,48.,49.,2.,01-47-K23
11.,2.,16.,48.,49.,1.,01-47-K1
11.,0.,22.,48.,48.,42.,01-48-K23
11.,0.,7.,48.,48.,40.,01-48-K1
10.,57.,59.,48.,47.,50.,01-49-K23
10.,57.,49.,48.,47.,48.,01-49-K1 *
10.,54.,16.,48.,46.,47.,01-50-K23
10.,54.,33.,48.,46.,53.,01-50-K1
10.,51.,40.,48.,45.,49.,01-51-K23
10.,52.,0.,48.,45.,56.,01-51-K1
10.,49.,8.,48.,45.,22.,01-52-K23
10.,49.,31.,48.,45.,28.,01-52-K1 *
10.,45.,5.,48.,45.,59.,01-53-K23
10.,45.,26.,48.,46.,4.,01-53-K1 *
10.,40.,25.,48.,42.,50.,01-54-K1
10.,40.,29.,48.,42.,50.,01-54-K2 *
10.,40.,17.,48.,42.,51.,01-54-K3

Profil 01 (1979)

12.,34.,23.,49.,19.,28.,01-09-K23 *
12.,34.,26.,49.,19.,31.,01-09-K1 *
12.,29.,42.,49.,18.,17.,01-10-K23
12.,29.,47.,49.,18.,48.,01-10-K1
12.,27.,39.,49.,18.,19.,01-11-K23
12.,27.,43.,49.,18.,25.,01-11-K1 *
12.,25.,4.,49.,17.,16.,01-12-K23
12.,24.,54.,49.,17.,10.,01-12-K1 *

12.,24.,7.,49.,16.,18.,01-13-K23
12.,23.,55.,49.,16.,17.,01-13-K1 *
12.,21.,41.,49.,15.,37.,01-14-K23
12.,21.,59.,49.,15.,38.,01-14-K1
11.,50.,42.,49.,3.,42.,01-28-K23
11.,51.,3.,49.,3.,46.,01-28-K1
11.,44.,52.,49.,0.,56.,01-31-K23
11.,45.,4.,49.,0.,57.,01-31-K1 *
11.,42.,26.,49.,0.,3.,01-32-K23
11.,42.,20.,49.,0.,8.,01-32-K1 *
11.,40.,27.,48.,59.,35.,01-33-K23
11.,40.,37.,48.,59.,38.,01-33-K1 *
11.,37.,57.,48.,58.,16.,01-34-K23
11.,38.,7.,48.,58.,28.,01-34-K1
11.,34.,46.,48.,58.,9.,01-35-K23
11.,34.,44.,48.,58.,5.,01-35-K1
11.,30.,58.,48.,56.,41.,01-37-K23
11.,31.,8.,48.,56.,42.,01-37-K1
11.,26.,14.,48.,55.,13.,01-39-K23
11.,25.,52.,48.,55.,11.,01-39-K1
11.,21.,27.,48.,53.,29.,01-41-K23
11.,21.,47.,48.,53.,34.,01-41-K1 *
11.,15.,26.,48.,52.,31.,01-43-K23
11.,13.,44.,48.,51.,56.,01-44-K23
11.,13.,31.,48.,51.,53.,01-44-K1 *
11.,10.,34.,48.,51.,6.,01-45-K23
11.,10.,50.,48.,51.,19.,01-45-K1 *
11.,7.,24.,48.,49.,47.,01-46-K23
11.,7.,5.,48.,49.,47.,01-46-K1 *
11.,3.,16.,48.,49.,1.,01-47-K123
11.,1.,15.,48.,49.,3.,01-48-K123
10.,57.,45.,48.,47.,51.,01-49-K23
10.,57.,59.,48.,47.,50.,01-49-K1 *
10.,54.,16.,48.,46.,47.,01-50-K23
10.,53.,57.,48.,46.,45.,01-50-K1 *
10.,52.,16.,48.,46.,3.,01-51-K12
10.,45.,5.,48.,45.,59.,01-53-K23
10.,45.,39.,48.,46.,15.,01-53-K1-6,9 *
10.,44.,50.,48.,46.,4.,01-53-K1-21.
10.,44.,0.,48.,43.,7.,01-53A-K123
10.,40.,19.,48.,42.,51.,01-54-K23
10.,40.,26.,48.,42.,55.,01-54-K1 *
10.,38.,20.,48.,43.,30.,01-55-K23
10.,38.,23.,48.,43.,36.,01-55-K1
10.,35.,4.,48.,41.,23.,01-56-K23
10.,35.,13.,48.,41.,23.,01-56-K1 *
10.,32.,35.,48.,40.,17.,01-57-K23
10.,32.,26.,48.,40.,19.,01-57-K1 *
10.,29.,33.,48.,40.,56.,01-58-K23
10.,29.,24.,48.,40.,55.,01-58-K1 *
10.,27.,33.,48.,39.,34.,01-59-K123
10.,22.,53.,48.,37.,58.,01-60-K123

Profil 02 (1979)

13.,51.,23.,48.,34.,56.,02-10E-K12 *
13.,51.,45.,48.,34.,54.,02-10E-K3 *
13.,56.,45.,48.,33.,18.,02-20E-K12 *
13.,57.,0.,48.,33.,24.,02-20E-K3 *
14.,0.,46.,48.,31.,46.,02-30E-K12 *
14.,0.,29.,48.,31.,44.,02-30E-K3 *
14.,6.,24.,48.,29.,48.,02-40E-K12
14.,6.,54.,48.,29.,51.,02-40E-K3 *
14.,12.,23.,48.,27.,41.,02-50E-K12
14.,12.,3.,48.,27.,38.,02-50E-K3 *
14.,17.,56.,48.,27.,2.,02-60E-K12
14.,18.,15.,48.,27.,6.,02-60E-K3 *
14.,21.,46.,48.,25.,28.,02-70E-K12 *
14.,22.,5.,48.,25.,33.,02-70E-K3 *
14.,28.,49.,48.,23.,6.,02-80E-K12
14.,28.,33.,48.,23.,8.,02-80E-K3 *
14.,33.,59.,48.,22.,38.,02-90E-K12
14.,34.,29.,48.,22.,34.,02-90E-K3 *
13.,44.,48.,48.,39.,0.,02-01-PCM
13.,40.,35.,48.,39.,56.,02-02-PCM
13.,35.,18.,48.,40.,58.,02-03-PCM
13.,34.,21.,48.,42.,22.,02-04-PCM
13.,32.,53.,48.,44.,40.,02-05A-PCM *
13.,32.,29.,48.,44.,18.,02-05B-PCM
13.,29.,15.,48.,45.,35.,02-06-K23
13.,29.,12.,48.,45.,40.,02-06-K1
13.,27.,24.,48.,47.,21.,02-07-PCM
13.,24.,21.,48.,48.,18.,02-08-PCM
13.,18.,27.,48.,52.,44.,02-10-PCM
13.,18.,24.,48.,52.,55.,02-10K3-23.8 *
13.,15.,45.,48.,53.,46.,02-11-K23
13.,15.,40.,48.,53.,44.,02-11-K1 *
13.,13.,54.,48.,56.,3.,02-12-K23
13.,13.,55.,48.,56.,5.,02-12-K1 *
13.,9.,45.,48.,58.,19.,02-13-K23
13.,9.,52.,48.,58.,19.,02-13-K1 *
13.,7.,28.,49.,0.,29.,02-14-K23
13.,7.,33.,49.,0.,22.,02-14-K1 *
13.,7.,27.,49.,0.,33.,2-14-K23-23. *
13.,7.,28.,49.,0.,29.,02-14-K1-23. *
13.,4.,53.,49.,2.,12.,02-15-K23
13.,4.,46.,49.,2.,17.,02-15-K1
13.,2.,13.,49.,2.,57.,02-16-K23
13.,2.,20.,49.,2.,59.,02-16-K1 *
12.,57.,47.,49.,5.,25.,02-17-K23
12.,57.,59.,49.,5.,25.,02-17-K1 *
12.,54.,41.,49.,7.,2.,02-18-K23
12.,54.,41.,49.,7.,9.,02-18-K1
12.,48.,33.,49.,12.,58.,02-20-K23 *

12.,48.,26.,49.,13.,4.,02-20-K1 *
12.,48.,33.,49.,12.,58.,2-20-K12-23. *
12.,48.,21.,49.,13.,4.,2-20-K3-23.
12.,43.,44.,49.,16.,44.,02-21-K23
12.,43.,48.,49.,16.,41.,02-21-K1 *
12.,37.,3.,49.,21.,56.,02-22-K23
12.,37.,1.,49.,22.,4.,02-22-K1 *
12.,37.,19.,49.,21.,59.,2-22-K1-20.8 *
12.,29.,38.,49.,26.,40.,02-23-K23 *
12.,29.,39.,49.,26.,37.,02-23-K1
12.,29.,13.,49.,26.,32.,2-23-K23-14. *
12.,29.,17.,49.,26.,35.,2-23-K1-14. *
12.,24.,52.,49.,31.,59.,02-24-K123 *
12.,21.,53.,49.,30.,37.,02-24A-K123

Profil Boubin Süd (1970)

13.,53.,54.4,48.,28.,58.5,BS-01-K1 *
13.,53.,57.8,48.,28.,55.,BS-01-K2 *
13.,55.,36.1,48.,26.,48.5,BS-02-K1
13.,55.,41.5,48.,26.,37.1,BS-02-K2 *
13.,55.,56.1,48.,26.,25.4,BS-02-K3 *
13.,55.,6.8,48.,25.,22.,BS-03-K1
13.,55.,4.6,48.,25.,11.4,BS-03-K2 *
13.,55.,4.1,48.,25.,3.,BS-03-K3 *
13.,55.,15.1,48.,22.,47.5,BS-04-K1
13.,55.,14.6,48.,22.,39.8,BS-04-K2 *
13.,55.,12.7,48.,22.,33.8,BS-04-K3 *
13.,55.,29.,48.,20.,40.6,BS-05-K1 *
13.,55.,29.3,48.,20.,30.9,BS-05-K2
13.,55.,33.9,48.,20.,16.7,BS-05-K3 *
13.,55.,15.8,48.,18.,32.4,BS-06-K1
13.,55.,22.,48.,18.,22.3,BS-06-K2 *
13.,55.,26.8,48.,18.,15.9,BS-06-K3 *
13.,53.,46.3,48.,16.,13.,BS-7A-K1 *
13.,53.,51.7,48.,16.,5.8,BS-7A-K2 *
13.,54.,0.7,48.,15.,55.8,BS-7A-K3 *
13.,54.,29.6,48.,14.,19.6,BS-08-K1 *
13.,54.,43.7,48.,14.,7.,BS-08-K2 *
13.,54.,43.2,48.,13.,58.9,BS-08-K3 *
13.,54.,32.8,48.,12.,45.5,BS-09-K1
13.,54.,32.6,48.,12.,41.4,BS-09-K2 *
13.,54.,33.3,48.,12.,34.4,BS-09-K3 *
13.,55.,2.4,48.,10.,58.7,BS-10-K1 *
13.,55.,0.,48.,10.,49.7,BS-10-K2
13.,55.,2.9,48.,10.,44.4,BS-10-K3 *
13.,54.,57.1,48.,9.,19.2,BS-11-K1 *
13.,55.,0.2,48.,9.,6.2,BS-11-K2 *
13.,55.,6.1,48.,8.,58.8,BS-11-K3
13.,53.,18.,48.,7.,0.6,BS-12-K1
13.,53.,20.4,48.,6.,52.8,BS-12-K2 *
13.,53.,24.8,48.,06.,44.5,BS-12-K3 *
13.,55.,8.5,48.,4.,39.4,BS-13-K1 *
13.,55.,14.6,48.,4.,29.5,BS-13-K2
13.,55.,16.5,48.,4.,20.9,BS-13-K3 *
13.,55.,44.4,48.,2.,32.,BS-14-K1 *
13.,55.,44.2,48.,2.,26.4,BS-14-K2
13.,55.,36.2,48.,2.,12.9,BS-14-K3 *
13.,56.,54.2,48.,0.,34.6,BS-15-K1 *
13.,57.,5.6,48.,0.,24.1,BS-15-K2
13.,57.,8.5,48.,0.,16.3,BS-15-K3 *
13.,55.,15.2,47.,58.,21.,BS-16-K1 *
13.,55.,8.,47.,58.,14.5,BS-16-K2 *
13.,55.,9.,47.,58.,5.4,BS-16-K3 *
13.,55.,40.,47.,56.61,0.,BS-17-K1
13.,54.99,0.,47.,56.51,0.,BS-17-K2 *
13.,55.15,0.,47.,56.43,0.,BS-17-K3 *
13.,56.,9.7,47.,55.,19.8,BS-18-K1 *
13.,56.,8.,47.,55.,11.7,BS-18-K2
13.,56.,12.6,47.,55.,9.8,BS-18-K3 *
13.,55.,15.2,47.,53.,45.5,BS-19-K1 *

13.,55.,18.6,47.,53.,34.6,BS-19-K2
13.,55.,56.1,47.,52.,22.3,BS-20-K1
13.,55.,46.,47.,52.,14.1,BS-20-K2 *
13.,55.,43.5,47.,52.,6.8,BS-20-K3 *
13.,57.,42.1,47.,50.,9.6,BS-21-K1 *
13.,57.,42.1,47.,50.,9.6,BS-21-K2 *
13.,57.,40.2,47.,50.,1.6,BS-21-K3
13.,56.,53.7,47.,48.,54.1,BS-22-K1 *
13.,56.,47.2,47.,48.,46.2,BS-22-K2
13.,56.,47.2,47.,48.,43.4,BS-22-K3 *
13.,57.,11.1,47.,47.,14.6,BS-23-K1
13.,57.,11.1,47.,47.,8.1,BS-23-K2 *
13.,57.,5.8,47.,47.,1.5,BS-23-K3 *
13.,56.,30.7,47.,45.,26.7,BS-24-K1 *
13.,56.,20.6,47.,45.,22.4,BS-24-K2 *
13.,56.,6.,47.,45.,14.3,BS-24-K3
13.,56.,42.2,47.,44.,12.,BS-25-K1 *
13.,56.,30.4,47.,44.,0.3,BS-25-K2
13.,56.,14.8,47.,43.,48.4,BS-25-K3 *
13.,56.,47.,47.,40.,55.4,BS-26-K1
13.,56.,48.2,47.,40.,47.4,BS-26-K2 *
13.,56.,48.2,47.,40.,47.4,BS-26-K3 *
13.,54.,19.4,47.,38.,23.8,BS-27-K1 *
13.,54.,24.,47.,38.,19.5,BS-27-K2
13.,54.,28.5,47.,38.,13.,BS-27-K3 *
13.,56.,38.6,47.,36.,55.1,BS-28-K1 *
13.,56.,31.4,47.,36.,48.2,BS-28-K2
13.,56.,27.3,47.,36.,40.9,BS-28-K3 *
13.,55.,27.1,47.,35.,16.1,BS-29-K1 *
13.,55.,27.8,47.,35.,10.4,BS-29-K2
13.,55.,26.6,47.,34.,55.6,BS-29-K3 *
13.,56.,30.2,47.,33.,25.7,BS-30-K1 *
13.,56.,30.2,47.,33.,22.5,BS-30-K2
13.,56.,39.1,47.,33.,19.4,BS-30-K3 *
13.,55.,27.8,47.,31.,51.,BS-31-K1 *
13.,55.,24.2,47.,31.,36.8,BS-31-K2
13.,55.,20.1,47.,31.,25.4,BS-31-K3 *
13.,57.,7.6,47.,29.,43.8,BS-32-K1 *
13.,57.,11.4,47.,29.,34.,BS-32-K2 *
13.,57.,10.5,47.,29.,31.1,BS-32-K3 *
13.,56.,51.4,47.,27.,38.3,BS-33-K1 *
13.,57.,3.8,47.,27.,44.4,BS-33-K2 *
13.,57.,7.6,47.,27.,39.9,BS-33-K3 *
13.,57.,13.3,47.,26.,22.7,BS-34-K1
13.,57.,11.9,47.,26.,13.3,BS-34-K2 *
13.,57.,9.5,47.,26.,7.5,BS-34-K3 *
13.,57.,31.9,47.,25.,50.3,BS-35-K1 *
13.,57.,32.4,47.,25.,45.1,BS-35-K2 *
13.,57.,33.3,47.,25.,39.6,BS-35-K3
13.,57.,18.1,47.,24.,33.7,BS-36-K1 *
13.,57.,34.3,47.,24.,29.5,BS-36-K2 *
13.,57.,36.2,47.,24.,22.7,BS-36-K3
13.,56.,4.8,47.,23.,4.1,BS-37-K1 *
13.,56.,3.4,47.,23.,12.,BS-37-K2 *
13.,55.,57.6,47.,23.,12.,BS-37-K3

13.,55.,52.4,47.,21.,2.3,BS-38-K1 *
13.,55.,51.9,47.,20.,51.2,BS-38-K2
13.,55.,50.,47.,20.,41.8,BS-38-K3 *
13.,56.,15.7,47.,18.,19.1,BS-39-K1 *
13.,56.,16.7,47.,18.,14.3,BS-39-K2 *
13.,56.,18.6,47.,18.,5.5,BS-39-K3
13.,56.,35.2,47.,16.,47.,BS-40-K1 *
13.,56.,34.8,47.,16.,31.8,BS-40-K2 *
13.,56.,34.3,47.,16.,18.2,BS-40-K3
13.,58.,46.7,47.,15.,2.6,BS-41-K1
13.,58.,41.9,47.,14.,57.7,BS-41-K2 *
13.,58.,41.9,47.,14.,51.9,BS-41-K3 *
13.,58.,50.5,47.,11.,49.9,BS-42-K1 *
13.,58.,52.1,47.,11.,37.5,BS-42-K2
13.,58.,52.4,47.,11.,31.3,BS-42-K3 *
13.,57.,17.1,47.,8.,48.3,BS-43-K1
13.,57.,8.1,47.,8.,40.3,BS-43-K2 *
13.,57.,20.2,47.,8.,36.7,BS-43-K3 *
13.,56.,3.3,47.,6.,46.8,BS-44-K1
13.,55.,47.9,47.,6.,45.,BS-44-K2 *
13.,56.,1.7,47.,6.,33.6,BS-44-K3 *
14.,0.,4.8,47.,4.,1.6,BS-45-K2
14.,0.,9.5,47.,4.,1.6,BS-45-K3 *
13.,59.,57.6,47.,3.,19.8,BS-46-K1 *
14.,0.,3.8,47.,3.,5.8,BS-46-K2
14.,0.,13.3,47.,2.,57.1,BS-46-K3 *
14.,0.,46.2,47.,2.,0.,BS-47-K2 *
14.,0.,57.6,47.,1.,50.6,BS-47-K3 *
14.,0.,38.6,47.,1.,31.8,BS-48-K1 *
14.,0.,31.9,47.,1.,21.7,BS-48-K2
14.,0.,30.,47.,1.,14.3,BS-48-K3 *
14.,1.,6.7,46.,59.,55.1,BS-49-K1 *
14.,1.,11.,46.,59.,46.,BS-49-K2 *
14.,1.,12.4,46.,59.,39.9,BS-49-K3
14.,0.,45.1,46.,58.,4.9,BS-50-K1 *
14.,0.,49.8,46.,57.,59.5,BS-50-K2
14.,0.,51.5,46.,57.,54.7,BS-50-K3 *
13.,59.,51.7,46.,54.,27.8,BS-51-K1 *
13.,59.,51.7,46.,54.,27.8,BS-51-K2 *
13.,59.,51.7,46.,54.,8.4,BS-51-K3
14.,0.,36.8,46.,51.,5.6,BS-52-K1 *
14.,0.,45.1,46.,51.,0.7,BS-52-K2
14.,1.,1.7,46.,51.,0.5,BS-52-K3 *
14.,1.,32.2,46.,49.,10.7,BS-53-K1 *
14.,1.,43.9,46.,49.,7.2,BS-53-K2
14.,1.,56.,46.,49.,2.5,BS-53-K3 *
14.,0.,34.9,46.,46.,26.,BS-54-K1
14.,0.,36.8,46.,46.,20.8,BS-54-K2 *
14.,0.,37.,46.,46.,16.8,BS-54-K3 *
13.,59.,43.3,46.,44.,4.4,BS-55-K1 *
13.,59.,49.8,46.,44.,4.1,BS-55-K2 *
13.,59.,52.1,46.,43.,59.3,BS-55-K3
13.,59.,2.4,46.,42.,9.8,BS-56-K1 *
13.,59.,2.4,46.,42.,8.8,BS-56-K2 *
13.,59.,2.4,46.,42.,7.2,BS-56-K3

